

Centre Eau Terre Environnement

ANALYSE DU BILAN HYDROLOGIQUE D'UNE TOURBIÈRE OMBROTROPHE SITUÉE DANS LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE ROMAINE, CÔTE-NORD, QUÉBEC

Par

Khawla Riahi

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès Sciences (M.Sc.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Responsable de programme	Erwan Gloaguen INRS-ETE, Université du Québec
Examineur Externe	Sylvain Jutras Université Laval-Département des sciences du bois et de la forêt
Examineur interne	Alain N. Rousseau INRS-ETE, Université du Québec
Directeur de recherche	André St-Hilaire INRS-ETE, Université du Québec
Codirectrice de recherche	Michelle Garneau UQAM-Département de géographie
Codirecteur de recherche	Marc-André Bourgault Université Laval-Département de géographie

REMERCIEMENTS

C'est avec un grand plaisir que je réserve ces quelques lignes de gratitude et de reconnaissance à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'accomplissement de mon travail. Je tiens avant tout à remercier mon directeur de recherche André St-Hilaire, pour son encadrement efficace, et pour m'avoir encouragée, aidée et incitée à mener à bien ce projet. Je remercie également ma codirectrice Michelle Garneau de ses précieux conseils, de son enthousiasme et dévouement envers la recherche et surtout d'avoir réunie l'équipe Bouleau.

Merci à vous deux, André et Michelle, de m'avoir donnée la chance de traverser l'Atlantique et de venir vivre une très belle expérience qui m'a permis de découvrir le monde des tourbières, la Côte-Nord et de faire de très belles connaissances.

Mes remerciements vont aussi vers mon second codirecteur Marc-André Bourgault pour l'intérêt qu'il a porté à ce projet, ses conseils pertinents et de m'avoir éclairé sur l'hydrogéologie des tourbières.

Un grand merci à Pierre et Antonin, avec qui j'ai partagé plein de moments inoubliables sur le terrain ou sur la route 138, merci pour votre aide et pour m'avoir tant appris sur les tourbières et le travail d'équipe.

Merci à Alain N. Rousseau et Sylvain Jutras pour avoir pris le temps de lire mon mémoire et me donner leurs suggestions et commentaires en tant qu'examineurs externe et interne.

Merci à tous ceux dont le travail d'installation des premiers équipements et la construction des outils de laboratoire ont permis l'aboutissement de ce projet.

Finalement je remercie ma famille, mon copain et mes amies de leur soutien, affection et compréhension sans lesquelles cette année de pandémie aurait été dure à supporter.

RÉSUMÉ

Les tourbières sont relativement abondantes sur le territoire du Québec. Elles constituent l'un des principaux écosystèmes contribuant à la séquestration du carbone. La construction de quatre réservoirs hydroélectriques sur le bassin versant de la rivière Romaine, situé en Côte-Nord, a ennoyé différents écosystèmes, dont 12,5 % sont des tourbières.

En juin 2018, une tourbière ombrotrophe a été instrumentée afin d'effectuer des études approfondies sur le cycle du carbone et évaluer l'impact de l'enneigement des tourbières dans les réservoirs. Des dispositifs expérimentaux ont été mis en place pour étudier la dynamique hydrologique de la tourbière et quantifier les valeurs de précipitations (P), de ruissellement (Q), d'évapotranspiration (ET) et de variations de niveaux de nappe phréatique (Δh) contribuant aux estimations des flux de carbone

Deux méthodes ont été utilisées pour estimer le coefficient d'emménagement (S_y) parmi les horizons tourbeux : une méthode de drainage pratiquée sur un sous-échantillon de la tourbière et une méthode de calcul basée sur les fluctuations du niveau de la nappe. Les analyses de laboratoire effectuées avec le réservoir donnent des valeurs de S_y variant de 0,9 à 0,1 et la méthode de calcul de fluctuations de nappe des valeurs de 0,87 à 0,1. Les deux méthodes ont donné des valeurs élevées dans les 5-10 premiers centimètres des horizons tourbeux mais qui diminuent considérablement au-delà de ces profondeurs. Aussi des valeurs de S_y plus élevées ont été obtenues dans les horizons tourbeux associés aux dépressions comparativement aux buttes et aux platières. Ces résultats confirment l'existence d'une relation non linéaire entre le niveau de la nappe et le coefficient d'emménagement. Ce dernier est plus élevé quand le niveau hydrostatique fluctue dans la zone active de la colonne tourbeuse où le degré d'humification est moins important et la circulation de l'eau est plus rapide.

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) avec trois méthodes semi-empiriques a montré que durant les mois les plus chauds, l'équation de Penman-Monteith donne les taux d'ETP les plus élevés et Thornthwaite les plus faibles.

Les bilans hydrologiques calculés à des pas de temps mensuels et saisonniers montrent que l'évapotranspiration est le phénomène responsable de la baisse du niveau hydrostatique et constitue la perte majeure d'eau dans le bilan, ce qui est attendu pour une tourbière ombrotrophe. Les variations des propriétés hydrodynamiques selon les différentes couches de la tourbière et des microtopographies, l'effet de l'évapotranspiration et l'état initial de la nappe sont tous des facteurs qui influencent le stockage et le rend difficile à estimer. L'examen des événements pluvieux a montré qu'un stockage important est uniquement possible après le premier événement pluvieux arrivant à la suite d'une période de sécheresse. Le potentiel du ruissellement est influencé par le stockage qui à son tour dépend de l'état initial de la nappe.

Finalement, la combinaison du module Neige « CemaNeige » avec le modèle hydrologique « PHIM » a servi à modéliser la fonte printanière. Malgré les courtes périodes utilisées pour le calage et la validation du modèle, PHIM a montré son efficacité dans la conceptualisation de la dynamique d'écoulement au sein de la tourbière.

Mots-clés : tourbière ; bilan hydrologique ; coefficient d'emmagasinement; stockage ; évapotranspiration potentielle; modélisation.

ABSTRACT

Peatlands are relatively abundant on the Quebec territory. They are one of the main types of ecosystems contributing to carbon sequestration. The construction of four hydroelectrical reservoirs on the Romaine River watershed located on the North Shore caused the flooding of various ecosystems, 12.5 % of which are peatlands.

In June 2018, an ombrotrophic peatland was instrumented for specific studies on the carbon cycle and the impact of peatland flooding in reservoirs. Instruments have been installed to study the hydrological dynamics and quantify: precipitation (P), runoff (Q), evapotranspiration (ET) and water table fluctuations (Δh) in order to contribute to the estimation of the carbon budget.

Two methods were used to estimate the specific yield (S_y) in the peat horizons: gravitational drainage method performed on a sample of peat and a rain to rise ratio method based on water table fluctuations. Laboratory analyses produced values of S_y ranging from 0.9 to 0.1 while values 0.87 to 0.1 were obtained with the water table fluctuation method. Both methods led to high S_y values in the first 5-10 centimeters of the peat, which rapidly decreased beyond these depths. Also, higher S_y values were obtained in peat horizons associated with the depressions compared to the hummocks and lawns. These results confirm the existence of a non-linear relationship between the water table levels and the storage coefficient. The S_y value is higher when the hydrostatic level fluctuates in the active zone of the peat column where humification is less pronounced and the water circulation more rapid.

Calculation of ETP with three semi-empirical methods showed that during the warm months, the Penman-Monteith equation yields the highest rates of ETP and Thornthwaite the lowest.

Monthly and seasonal water budgets show that evapotranspiration is responsible for the major loss of water in a bog. The variations of hydrodynamic properties of different peat layers and microtopographies, the effect of evapotranspiration and the initial state of the water table are all factors influencing storage and making it difficult to estimate. The

examination of rainy events showed that a significant storage is only possible after the first rainy event following a period of drought. The potential for runoff is influenced by storage, which in turn depends on the initial state of the water table.

Finally, the combination of the “CemaNeige” Snow module with the “PHIM” hydrological model was used to model the spring melt. Despite the short periods used for the model calibration and validation, PHIM has shown its effectiveness in conceptualizing the flow dynamics within the peatland.

Keywords : *peatland ; hydrological budget ; specific yield ; storage ; potentiel evapotranspiration ; modelling*

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
RÉSUMÉ	iii
ABSTRACT	v
TABLE DES MATIÈRES	vii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xii
1 INTRODUCTION	1
1.1. Contexte	1
1.2. Problématique	2
1.3. Objectifs	3
1.4. Revue de littérature	3
1.4.1. Définition des tourbières.....	3
1.4.2. Formation des tourbières.....	4
1.4.3. Types des tourbières.....	5
1.4.4. Hydrologie des tourbières.....	6
1.4.5. Bilan hydrologique	8
2 MATÉRIEL ET MÉTHODES	12
2.1. Site d'étude.....	12
2.1.1. Travail cartographique	13
2.2. Calculs et Instrumentation.....	15
2.2.1. Précipitations	15
2.2.2. Variation du niveau de la nappe ΔH	15
2.2.3. Calcul du stockage souterrain.....	16
2.2.4. Ruissellement.....	20
2.2.5. Évapotranspiration.....	21
2.3. Modélisation de la fonte printanière et des débits a l'exutoire.....	25
2.3.1. Module neige	26

2.3.2.	PHIM	29
2.3.3.	Critères de performance	32
3	RÉSULTATS	34
3.1.	Suivi été 2019.....	34
3.2.	Suivi été 2020.....	36
3.3.	Calcul des coefficients d’emmagasinement	37
3.3.1.	La méthode du drainage.....	37
3.3.2.	Méthode des fluctuations du niveau de la nappe	38
3.4.	Bilan hydrologique mensuel et saisonnier	39
3.4.1.	Année 2019.....	39
3.4.2.	Année 2020.....	40
3.5.	Modélisation de la fonte printanière et du débit à l’exutoire (Résultats CemaNeige et PHIM)	41
3.5.1.	Calage et validation	41
3.5.2.	Simulation 2019-2020	44
4	DISCUSSION.....	46
4.1.	Comparaison des méthodes d’estimation de Sy	46
4.2.	Variation du stockage en eau dans la tourbière.....	47
4.2.1.	Comparaison des méthodes de calcul du stockage.....	47
4.2.2.	Influence des évènements importants.....	49
4.3.	Modélisation de l’écoulement printanier	52
4.4.	Comportement hydrologique de la tourbière	53
5	CONCLUSION.....	55
6	BIBLIOGRAPHIE.....	57
7	ANNEXE	62
7.1.	Tableaux.....	62
7.2.	Figures.....	64
7.3.	Pondération utilisée dans le calcul de l’évapotranspiration potentielle (ETP)...	69

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1: PROCESSUS DE PALUDIFICATION ET DE COMBLEMENT (ADAPTÉ DE PAYETTE ET ROCHEFORT, 2001).....	5
FIGURE 2: PROFIL SCHÉMATIQUE D'UNE TOURBIÈRE ET DE CERTAINS PARAMÈTRES HYDRO-PHYSIQUES H: DEGRÉ D'HUMIFICATION SELON L'ÉCHELLE DE VON POST. K: CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE À SATURATION. PT: POROSITÉ TOTALE. PE: POROSITÉ EFFICACE (ADAPTÉ DE WASTIAUX, 2008).	8
FIGURE 3: (A) LOCALISATION DE LA TOURBIÈRE BOULEAU (LAT 50,524°, LONG -63,206°), (B) LOCALISATION DE LA TOURBIÈRE PAR RAPPORT AUX RÉSERVOIRS HYDROÉLECTRIQUES CONSTRUITS SUR LA RIVIÈRE ROMAINE.....	12
FIGURE 4: IDENTIFICATION DES SOUS-BASSIN-VERSANTS SELON LE SENS D'ÉCOULEMENT PRÉSENTÉ PAR LES FLÈCHES, LE GRIS FONCÉ INDIQUE LA SUPERFICIE DE LA TOURBIÈRE DRAINÉE PAR LE RUISSEAU ÉTUDIÉ.	13
FIGURE 5: CARTOGRAPHIE DES SUPERFICIES COUVERTES PAR LES DIFFÉRENTES MICROFORMES DE LA TOURBIÈRE (TIRÉ DE PONÇOT, 2020).....	14
FIGURE 6: POSITIONS DES ÉQUIPEMENTS SUR LA TOURBIÈRE.....	16
FIGURE 7: CONCEPTION DU RÉSERVOIR CONSTRUIT POUR L'EXPÉRIENCE DE DRAINAGE PERMETTANT DE CALCULER LA VARIATION DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT EN FONCTION DE LA PROFONDEUR (BOURGULT ET AL., 2017).....	18
FIGURE 8: LE MÂT MICROMÉTÉOROLOGIQUE (AUSSI APPELÉ LA TOUR EDDY COVARIANCE) PERMETTANT LES MESURES DES PARAMÈTRES MÉTÉOROLOGIQUES SUR LA TOURBIÈRE BOULEAU.....	22
FIGURE 9: STRUCTURE DU MODULE NEIGE CEMA NEIGE POUR UNE BANDE D'ALTITUDE AVEC LES PRINCIPALES ÉQUATIONS DU MODÈLE (ADAPTÉ DE VALÉRY, 2010).	28
FIGURE 10: ILLUSTRATION DU MODÈLE PHIM ORIGINAL (ADAPTÉ DE GUERTIN ET AL., 1987).....	29
FIGURE 11: ÉVOLUTION JOURNALIÈRE DES DIFFÉRENTS TERMES DU BILAN HYDROLOGIQUE DURANT LA PÉRIODE ESTIVALE 2019 : (A) DÉBIT ET PRÉCIPITATIONS, (B) VARIATIONS DU NIVEAU DE LA NAPPE ENTRE LE 14 JUIN ET LE 8 OCTOBRE 2019 ET (C) ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.....	35
FIGURE 12: ÉVOLUTION JOURNALIÈRE DES DIFFÉRENTS TERMES DU BILAN HYDROLOGIQUE DURANT LA PÉRIODE ESTIVALE 2020 : (A) DÉBIT ET PRÉCIPITATIONS, (B) VARIATIONS DU NIVEAU DE LA NAPPE ENTRE LE 2 JUIN ET LE 04 OCTOBRE 2020 ET (C) ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.....	37
FIGURE 13: VARIATION DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT (SY) SUR LES 45 PREMIERS CM DE TOURBE.....	38
FIGURE 14: VARIATIONS DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT DES DÉPRESSIONS (29 % DE LA SUPERFICIE DE LA ZONE D'ÉTUDE) ET AUTRES MICROFORMES (56 % DE LA SUPERFICIE DE LA ZONE D'ÉTUDE).....	39
FIGURE 15: RÉSULTATS DU CALAGE ET DE LA VALIDATION DU MODÈLE PHIM AVEC LE DÉBIT OBSERVÉ DURANT LES DEUX PÉRIODES ESTIVALES (A) CALAGE 2019 ET (B) VALIDATION 2020.....	43
FIGURE 16: (A) ÉVOLUTION DU STOCK DE LA NEIGE SUR LA TOURBIÈRE AVEC CEMA NEIGE, (B) SIMULATION DE L'ÉCOULEMENT À L'EXUTOIRE AVEC PHIM.	45
FIGURE 17: VARIATIONS DE SY SELON LA PROFONDEUR AVEC LES DEUX MÉTHODES EMPLOYÉES, LA COULEUR BLEU REPRÉSENTE LES RÉSULTATS DE LA MÉTHODE DU DRAINAGE EN ROUGE C'EST LA MÉTHODE DE FNN	47
FIGURE 18: COMPARAISON DES MÉTHODES DE CALCUL DE LA VARIATION DU STOCKAGE MENSUEL AVEC LA MÉTHODE DU BILAN HYDROLOGIQUE (ΔS_{PM} , ΔS_{PT} ET ΔS_{TH}) ET LA MÉTHODE D'ESTIMATION AVEC LE COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT ΔS : (A) 2019 ET (B) 2020	49

FIGURE 19: COMPARAISON DES PREMIERS GRANDS ÉVÈNEMENTS SUR LA TOURBIÈRE: (A) EN 2019 ET (B) EN 2020.	50
FIGURE 20: VARIATIONS DE SY AVANT ET APRÈS D'IMPORTANTES ÉVÈNEMENTS PLUVIEUX SURVENANT APRÈS UNE PÉRIODE DE SÉCHERESSE.	51
FIGURE 21 : ÉQUIPEMENTS INSTALLÉS À L'EXUTOIRE DE LA TOURBIÈRE BOULEAU : LE SEUIL EN V, LES PANNEAUX SOLAIRE, ET LE PYRANOMÈTRE	64
FIGURE 22: SCHÉMA D'UN PUIS CONSTITUÉ D'UN TUYAU EN PVC PERFORÉ SUR TOUTE SA LONGUEUR ET JUMELÉ AVEC UNE JAUGE À NIVEAU	64
FIGURE 23: RÉSERVOIR UTILISÉ POUR ESTIMER LE COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT AVEC LA MÉTHODE DU DRAINAGE	65
FIGURE 24: PLUVIOMÈTRE ET BAROMÈTRE UTILISÉ POUR LES CORRECTIONS DE PRESSIONS	65
FIGURE 25: MATÉRIEL UTILISÉ POUR L'ÉCHANTILLONNAGE DU BLOC DE TOURBE UTILISÉ DANS LA MÉTHODE DU DRAINAGE	66
FIGURE 26: RÉSULTATS DES TESTS HUCKEY APPLIQUÉ SUR LES TAUX D'ETP OBTENUS PAR LES TROIS MÉTHODES SEMI-EMPIRIQUES DURANT LES MOIS JUIN, JUILLET ET AOUT 2019 ET 2020.	66
FIGURE 27: VARIATIONS DU NIVEAU DE LA NAPPE DANS LES DIFFÉRENTS PUIS ENTRE LE 1^{ER} JUIN ET LE 04 OCTOBRE 2020	67
FIGURE 28: VARIATIONS DU NIVEAU DE LA NAPPE DANS LES DIFFÉRENTS PUIS ENTRE LE 13 JUIN ET LE 08 OCTOBRE 2019	67
FIGURE 29: RÉSULTATS GRAPHIQUE DU TEST ANCOVA APPLIQUÉ SUR LES VALEURS DE SY OBTENUES DANS LES DÉPRESSIONS ET LES AUTRES MICROFORMES.	68

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1: LES PARAMÈTRES LIBRES ET FIXES DU MODULE CEMANEIGE ET LES ÉTATS INTERNES.	27
TABLEAU 2: DIFFÉRENTS PARAMÈTRES À CALIBRER POUR PRODUIRE LE DÉBIT AVEC LE MODÈLE PHIM	31
TABLEAU 3: BILANS HYDROLOGIQUES CALCULÉS À DES PAS DE TEMPS SAISONNIER ET MENSUEL EN (MM) AVEC LES DIFFÉRENTES MÉTHODES D'ÉVAPOTRANSPIRATION.	41
TABLEAU 4: ÉVALUATION DES DIFFÉRENTS CRITÈRES DE PERFORMANCES SELON LES CRITÈRES QUALITATIFS DE MORIASI (2007).	42
TABLEAU 5: STATISTIQUES DESCRIPTIVES DES TAUX D'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE CALCULÉE À PARTIR DES FORMULES DE PENMAN-MONTEITH (PM), PRIESTLEY-TAYLOR (PT) ET THORNTHWAITE (TH) DU.....	62
TABLEAU 6: STATISTIQUES DESCRIPTIVES DES RUISSELLEMENTS ET PRÉCIPITATIONS DURANT LES DEUX SAISONS ESTIVALES 13 JUIN 2019 AU 8 OCTOBRE 2019 ET 1ER JUIN 2020 AU 4 OCTOBRE 2020 (MM).....	62
TABLEAU 7: BILANS HYDROLOGIQUES CALCULÉS À DES PAS DE TEMPS SAISONNIER ET MENSUEL ET STOCKAGE EN EAU CALCULÉ AVEC LA MÉTHODE DU BILAN HYDROLOGIQUE AVEC CHACUNE DES MÉTHODES SEMI-EMPIRIQUES (ΔS_{PM}, ΔS_{PT} ET ΔS_{TH}) ET AVEC LA MÉTHODE D'ESTIMATION EN UTILISANT LE COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT (ΔS) EN MM.	63
TABLEAU 8: BILANS HYDROLOGIQUES CALCULÉS À DES PAS DE TEMPS SAISONNIER ET MENSUEL ET STOCKAGE EN EAU CALCULÉ AVEC LA MÉTHODE DU BILAN HYDROLOGIQUE AVEC CHACUNE DES MÉTHODES SEMI-EMPIRIQUES (ΔS_{PM}, ΔS_{PT} ET ΔS_{TH}) ET AVEC LA MÉTHODE D'ESTIMATION EN UTILISANT LE COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT (ΔS) EN MM.	63
TABLEAU 9 : RÉSULTATS DES TESTS ANOVA À RÉPÉTITION RÉALISÉS SUR LES MOYENNES JOURNALIÈRES DE VARIATION DE LA NAPPE DES DIFFÉRENTS PUIITS SITUÉS SUR LA TOURBIÈRE. LES PUIITS AVEC LES PLUS LONGUES SÉRIES DE DONNÉES ONT ÉTÉ UTILISÉS.....	63

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Δ = pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air (kPa/°C)

ΔS = variation de stockage en eau (m³)

Δh = niveau de nappe phréatique (mm)

γ = constante psychrométrique (kPa/°C)

η = terme d'erreur (mm)

λ = chaleur latente de vaporisation (MJ.Kg⁻¹)

e_a = pression vapeur actuelle (kPa)

e_s = saturation de pression de vapeur (kPa)

ETP = évapotranspiration potentielle (mm)

ETR = évapotranspiration réelle (mm)

FNN = fluctuations du niveau de la nappe

G = flux thermique à la surface du sol (MJ.m⁻².jr⁻¹)

J = joule

jr = jour

kPa = kilopascal

L = litre

m = mètre

mm = millimètre

MJ = millijoule

PM = Penman-Monteith

P_r = pression atmosphérique (kPa)

PT = Priestley-Taylor

P = précipitation (mm)

Q = écoulement de surface (mm)

R_n = rayonnement net (MJ.m⁻².jr⁻¹)

s = seconde

S_y = coefficient d'emmagasinement

T = température moyenne de l'air ($^{\circ}\text{C}$)

TH=Thorntwaite

V_2 = vitesse moyenne du vent à une hauteur de 2m du sol ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

1 INTRODUCTION

1.1. Contexte

Les tourbières occupent environ 4 millions km² de la surface terrestre et 28 % de cette superficie est au Canada (Francez, 2000; Lappalainen, 1996). Ces écosystèmes occupent autour de 13 % de la superficie du pays et ils sont présents dans toutes les provinces (Lafleur et al., 2005; Letts et al., 2000; Payette & Rochefort, 2001; Tarnocai, 2018). Au Québec, au moins 12 % de la surface terrestre est couverte par des tourbières, dont la majorité se situe dans les régions des baies de James et d'Hudson (Payette & Rochefort, 2001).

Les tourbières sont considérées parmi les principaux types d'écosystèmes nordiques de la planète. En plus de leur influence majeure sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau (Price et al., 2005), les tourbières sont des écosystèmes de première importance dans un contexte de changements climatiques. On estime que 56 % du carbone total de l'ensemble des sols du pays serait stocké dans les tourbières (Tarnocai & Bockheim, 2011). Quand elles sont gérées de manière durable, les tourbières agissent comme puits de carbone. Cependant, toute perturbation de ces milieux, entraîne une déstabilisation de leur fonctionnement et les transforme en sources de carbone (Francez & Vasander, 1995).

De nombreuses tourbières subissent aujourd'hui les conséquences des pressions anthropiques. Elles sont principalement exploitées pour l'extraction de la tourbe utilisée en horticulture et une grande proportion a également été défrichée et drainée pour l'agriculture (Poulin et al., 2004), sans oublier les superficies ennoyées pour la construction des grands réservoirs hydro-électriques. On estime que sur les 20 000 km² occupés par ces réservoirs au Canada, 7 500 km² de milieux humides, dont des tourbières, auraient été ennoyés (Joosten & Clarke, 2002).

Se rendant compte de l'importance écologique des tourbières, de plus en plus d'études ont documenté ces écosystèmes et l'impact de leur exploitation sur l'environnement. Le présent travail de recherche, porte sur la dynamique hydrologique d'une tourbière située dans le bassin versant de la rivière Romaine. En premier lieu, ce mémoire présente la problématique et les objectifs afin d'expliquer le contexte du projet d'étude suivis d'une revue de la littérature centrée sur la définition des tourbières, leurs principales

caractéristiques et les différents termes du bilan hydrologique. Ensuite, une description du site d'étude et de la méthodologie du travail est présentée, suivie des résultats et conclusion de cette étude.

1.2. Problématique

Au Québec, l'hydroélectricité est responsable de 94 % de la production énergétique totale (Ressources Naturelles et Faune Québec, 2007). La mise en eau de réservoirs implique l'enneigement de différents écosystèmes terrestres entraînant une décomposition de la matière organique issue de ces différents systèmes selon la nature et les conditions physiques du milieu ennoyé.

Sur le bassin versant de la rivière Romaine situé en Minganie, un important complexe hydroélectrique est en développement. Le projet consiste en la construction de quatre réservoirs nommés respectivement Romaine 1, 2, 3 et 4. Sur les superficies occupées par ces réservoirs, les tourbières occupent 8,4 % de la surface ennoyée du réservoir Romaine1, 1,4 % de Romaine 2, 0,7 % de Romaine 3 et 2 % de Romaine 4 (Hydro-Québec Production, 2008).

Un projet de recherche a été initié afin d'identifier l'impact de l'enneigement des tourbières situées dans le bassin versant de la rivière Romaine sur le bilan net du carbone. Après une caractérisation de l'ensemble des tourbières du bassin versant à l'été 2016, une tourbière (dénommée tourbière Bouleau) a été choisie à partir de critères de représentativité, de taille et d'accessibilité. Le présent projet constitue l'un des axes importants de ce projet et il consiste à calculer le bilan hydrologique de la tourbière à pas de temps saisonnier et mensuel au cours de la période sans gel dans le but de supporter la quantification des flux de carbone dissous et particulaire associés à l'eau entrant, stockée et sortant de la tourbière.

1.3. Objectifs

L'objectif principal de cette étude vise à documenter l'hydrologie d'une tourbière ombrotrophe localisée dans le bassin versant de la rivière Romaine afin de contribuer aux estimations de flux de carbone dissous. Les objectifs spécifiques sont les suivants :

- Quantifier la variation spatiale du coefficient d'emmagasinement des horizons tourbeux à partir de deux différentes méthodes;
- Quantifier le stockage d'eau souterraine et l'écoulement de surface à partir des données hydrométéorologiques;
- Calculer les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (ETP) en utilisant différentes méthodes (Thornthwaite, Penman–Monteith et Priestley–Taylor);
- Modéliser la fonte printanière et les débits à l'exutoire de la tourbière;
- Calculer le bilan hydrologique à différents pas de temps au cours de la période sans gel.

1.4. Revue de littérature

1.4.1. Définition des tourbières

Les tourbières sont des milieux humides caractérisés par un niveau de nappe phréatique près ou au-dessus de la surface du sol et d'une couche de tourbe dont l'épaisseur minimale varie de 30 à 40 cm et peut aller jusqu'à plusieurs mètres (Charman, 2002; Joosten & Clarke, 2002; National Wetlands Working Group, 1988). Selon le système Canadien de classification des Sols (1998), la tourbe est un milieu poreux dont plus de 30 % de son volume est composé de matière organique.

L'engorgement permanent en eau de la tourbière crée des conditions anaérobiques qui favorisent l'accumulation de la matière organique et ralentissent sa décomposition (Damman, 1979; Francez, 2000). La végétation hydrophile sans stomates dominée par les sphaignes et les mousses brunes constitue la composante dominante des tourbières (Rydin et al., 2006). L'accumulation de la tourbe a pour conséquence d'isoler les plantes de leur source de nutriments minérogènes, la tourbière devient alors acide et pauvre en minéraux (Joosten & Clarke, 2002).

1.4.2. Formation des tourbières

La formation des tourbières résulte de l'interaction entre plusieurs facteurs allogènes (externes à l'écosystème) et autogènes (internes à l'écosystème). La transformation des habitats terrestres et aquatiques en tourbières se fait selon deux mécanismes principaux : La paludification et le comblement (Payette & Rochefort, 2001).

1.4.2.1. Paludification

La paludification est le processus qui cause une modification progressive des conditions de drainage et la création de milieux humides favorables à la croissance des bryophytes et donc au développement des tourbières. Un climat caractérisé par des précipitations annuelles abondantes qui dépassent généralement 600 mm et des basses températures qui empêchent une forte évapotranspiration sont des facteurs nécessaires au maintien d'une nappe phréatique superficielle (Payette & Rochefort, 2001). La présence de barrages castors est un autre facteur qui permet de modifier la morphologie et l'hydraulique d'un cours d'eau, d'augmenter l'humidité du sol et contribuer à la paludification (Naiman et al., 1988).

1.4.2.2. Comblement

Ce phénomène correspond à l'entourbement des mares ou des petits lacs peu profonds. Les étapes de l'entourbement dépendent de la topographie, de la végétation au pourtour des plans d'eau et des conditions climatiques. À l'inverse de la paludification, le comblement est un processus qui est favorisé par les longues périodes de sécheresse et les bas niveaux d'eau (Payette & Rochefort, 2001).

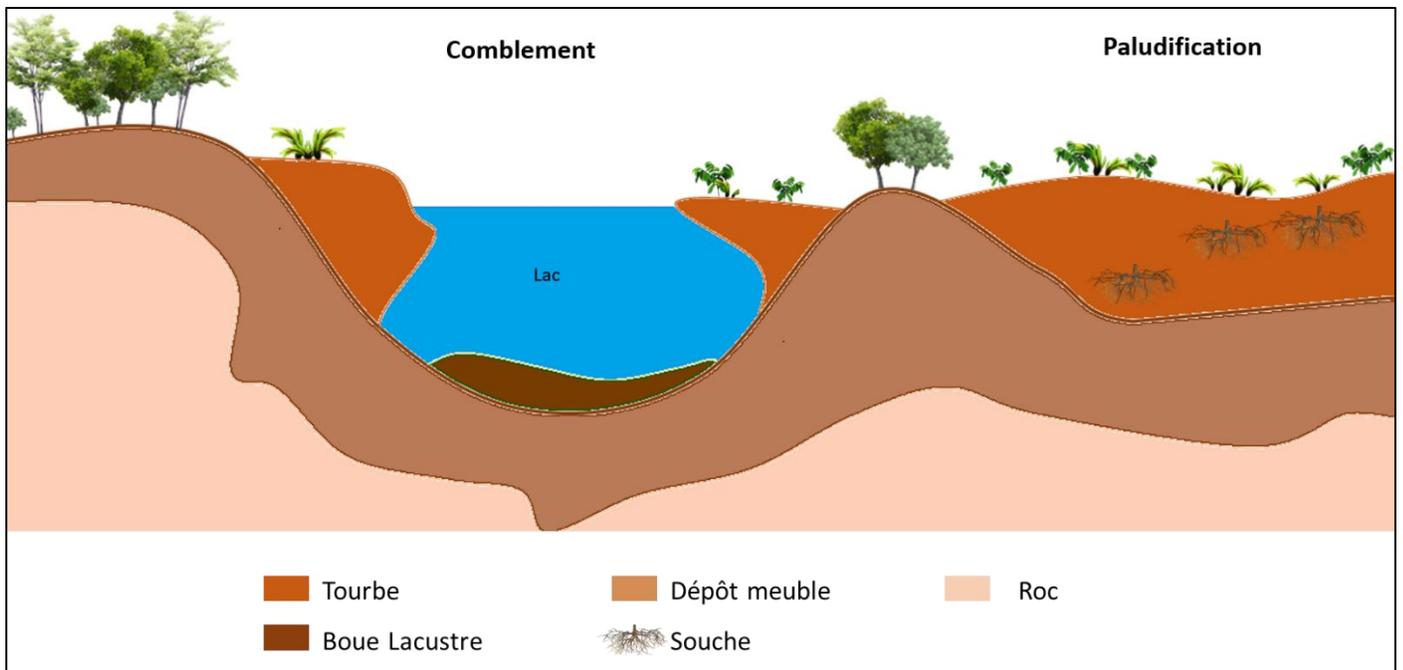


Figure 1: Processus de paludification et de comblement (adapté de Payette et Rochefort, 2001)

1.4.3. Types des tourbières

Plusieurs critères sont pris en compte pour classer les tourbières, tels que la morphologie, la végétation, la topographie, la composition chimique de l'eau ou l'approvisionnement en nutriments (Rydin et al., 2006). Étant donné que tous ces critères ont une relation avec les processus hydrologiques responsables de la formation des tourbières, on peut classer les tourbières en deux grandes familles : ombrotrophe (bog) et minérotrophe (fen). Les fens sont alimentés à partir des précipitations, des eaux souterraines et des eaux de surface qui sont riches en minéraux et en nutriments, ce qui permet une plus grande productivité et diversité de la végétation dans ces milieux, contrairement aux bogs dont les seuls apports en eau proviennent des précipitations d'où la faible teneur en nutriments et par conséquent la diversité végétale moindre que dans les fens (Charman, 2002).

Dans la réalité, la distinction entre tourbières ombrotrophes et minérotrophes n'est pas toujours très claire (Charman, 2002). La tourbe qui s'accumule au fil des ans, constitue

une matrice de stockage pour les eaux souterraines et diminue leur circulation, d'où la transformation graduelle des fens en bogs (Payette & Rochefort, 2001).

1.4.4. Hydrologie des tourbières

1.4.4.1. Propriétés hydrauliques dans un profil de tourbe

Les tourbières sont constituées de matière organique sur des épaisseurs pouvant atteindre plusieurs mètres. Le mode de croissance des tourbières ainsi que leur stratification sont des facteurs affectant leurs caractéristiques hydrauliques (Price & Schlotzhauer, 1999).

Le degré d'humification d'une tourbe est également responsable de la variabilité spatio-temporelle de ses propriétés hydrophysiques (Boelter, 1969; Ivanov, 1981; Wastiaux, 2008). Il est défini comme la proportion d'humus produits par rapport à la matière totale. Sur l'échelle de Von Post il existe 10 degrés d'humification qui augmentent généralement du haut vers le bas en fonction du profil de la tourbe où : H1 désigne une végétation vivante et H10 une tourbe très humifiée (von Post, 1922).

Porosité totale et efficace

La porosité totale correspond au rapport du volume total de vides interstitiels contenus dans un sol par son volume total. Cette porosité exprime la quantité d'eau qu'un aquifère peut contenir. Pour la tourbe, les valeurs rapportées dans la littérature sont généralement de l'ordre de 0,9 alors que pour un sol minéral la porosité totale varie entre 0,4 et 0,6 (Ivanov, 1981; Letts et al., 2000; Wastiaux, 2008).

La porosité efficace Syest définie comme la capacité d'un milieu poreux à libérer de l'eau sous l'effet d'un abaissement de la charge hydraulique (Banton & Bangoy, 1996). Plusieurs études ont été réalisées pour estimer Sydans des milieux tourbeux (Bourgault et al., 2017; Hogan et al., 2006; Price & Schlotzhauer, 1999) et elles ont toutes conclu qu'il n'existe pas une valeur unique de ce coefficient. La distribution de la taille des pores détermine la part de l'eau qui peut s'écouler gravitairement. La porosité élevée en surface est due à la présence de la végétation vivante et peu compactée qui baisse à fur et à mesure que la tourbe se décompose et s'humifie. Sy n'est donc pas constant sur toute la

colonne de tourbe car il dépend fortement de la composition de celle-ci et de son degré de décomposition (Hogan et al., 2006; Petrone et al., 2008).

Circulation de l'eau dans la tourbe

La conductivité hydraulique est définie comme l'aptitude d'un milieu poreux à laisser passer l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Dans les tourbières, la conductivité hydraulique contrôle la facilité avec laquelle l'eau contenue dans les pores de la matière organique circule horizontalement et verticalement. Les études rapportent des valeurs de conductivité hydraulique élevées en surface et qui diminuent avec la profondeur (Baird et al., 2008; Romanov, 1968). C'est donc un autre paramètre qui dépend du degré d'humification de la tourbe. Les valeurs varient de 10^{-1} m.s⁻¹ dans des coussins de sphaignes de surface (échelle von Post : H1-2) (Romanov, 1968), et peuvent diminuer jusqu'au 10^{-10} m.s⁻¹ dans la tourbe très humifiée (échelle von Post : H9-10). En conséquence de cette baisse notable de la conductivité hydraulique dans les horizons profonds de la tourbe, les vitesses de circulation de l'eau diminuent avec la profondeur et les écoulements se font principalement dans un sens horizontal.

Les conditions initiales de la nappe ont une influence majeure sur l'intensité et l'amplitude des écoulements (Evans et al., 1999; Roulet, 1986). Dans les conditions sèches, des précipitations provoquent un écoulement vertical descendant et une remontée rapide du niveau de la nappe sans qu'un débit soit généré. Par contre, dans des conditions humides, quand le niveau de la nappe est proche de la surface, où la tourbe est peu humifiée, des écoulements horizontaux ont lieu, et du ruissellement plus intense peut subvenir (Evans et al., 1999).

Acrotelme-Catotelme

Les tourbières sont caractérisées par deux principaux horizons tourbeux : l'acrotelme et le catotelme (Ingram, 1978; Joosten & Clarke, 2002). Cette subdivision est basée sur les caractéristiques physiques de la tourbe dans chaque unité (porosité, degré d'humification, conductivité hydraulique...). L'unité de surface, dite l'acrotelme est la zone où fluctue le niveau de la nappe; elle contient des bactéries aérobies responsables de la majeure partie de la décomposition de la tourbe. Cette couche active est normalement d'une épaisseur de 5 à 50 cm (Price, 2003). Les paramètres de porosité efficace et de conductivité hydraulique, très élevés en surface, décroissent vers la base de l'acrotelme (Wastiaux, 2008).

Le catotelme, qui se situe en profondeur, est situé sous le niveau de la nappe phréatique. Il est saturé en eau et caractérisé par une activité microbienne beaucoup plus basse, causée par les conditions anaérobiques (Payette & Rochefort, 2001). Le catotelme correspond à la strate d'accumulation des restes végétaux, alors que l'acrotelme représente la strate de production de la tourbe (Payette & Rochefort, 2001).

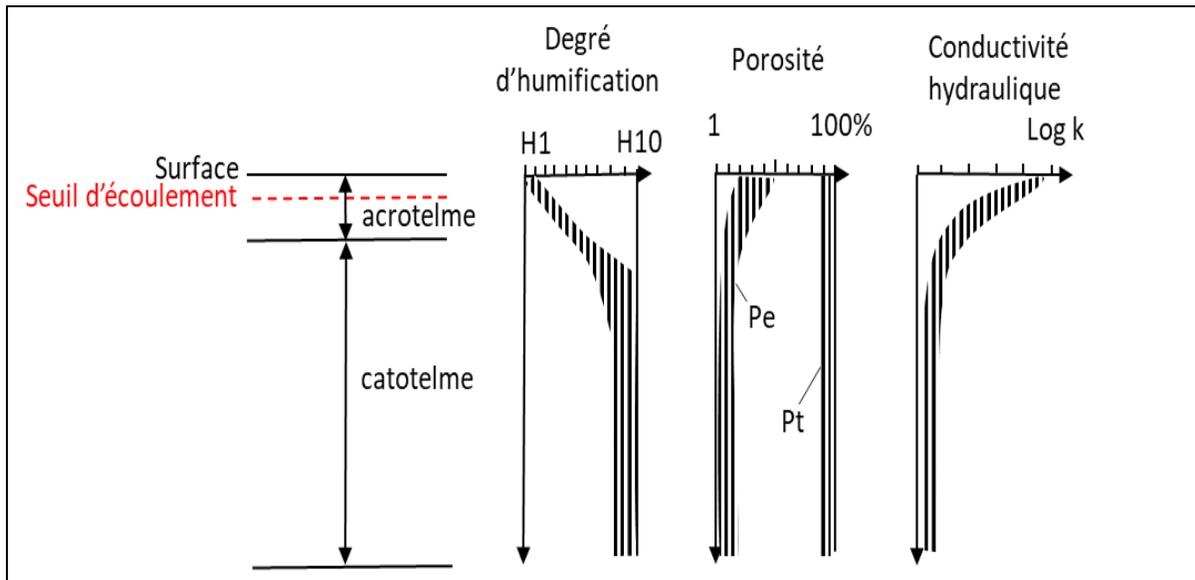


Figure 2: Profil schématique d'une tourbière et de certains paramètres hydro-physiques H: degré d'humification selon l'échelle de von Post. K: conductivité hydraulique à saturation. Pt: porosité totale. Pe: porosité efficace (adapté de Wastiaux, 2008).

1.4.5. Bilan hydrologique

Pour les tourbières ainsi que pour les autres écosystèmes naturels, la façon la plus simple d'étudier leur comportement hydrologique est de mesurer les différentes composantes d'un bilan hydrologique (Déry et al., 2005; Ingram, 1983; Kane & Yang, 2004).

Le régime hydrologique d'une tourbière peut être caractérisé pour un pas de temps donné, par la variation de stockage de l'eau (ΔS) qui correspond à la somme des précipitations (P) et des débits entrants de l'eau souterraine et superficielle (Q_e), à laquelle on soustrait les débits sortants par ruissellement superficiel et sub-superficiel (par ex. ruissellement hypodermique, échanges latéraux) (Q_s) et l'évapotranspiration (ET) selon l'équation suivante (Charman, 2002; Price et al., 2005) :

$$\Delta S = P + Q_e - Q_s - ET \quad (1)$$

Pour les tourbières ombrotrophes, seules les précipitations sont responsables des apports en eau et les échanges eau de surface - eau souterraine qui sont très limités peuvent être ignorés dans les bilans hydrologiques. L'équation peut être simplifiée de la façon suivante (Rydin et al., 2006) :

$$P - ET - Q +/\Delta S = \eta \quad (2)$$

Où η représente le terme résiduel ; chacune des variables du budget hydrologique contribuant en partie à la valeur représentée par le terme.

1.4.5.1. Les composantes du bilan hydrologique

Précipitations

La précipitation est considérée comme le terme positif le plus important du bilan hydrologique (Ward et al., 2015).

Les précipitations solides et liquides sont mesurées *in situ*, et comme tout autre terme du bilan hydrologique, elles contribuent en partie au terme résiduel par le truchement de l'incertitude sur la mesure. Les erreurs sont dues principalement aux turbulences créées par le vent et qui ont pour effet possible de diminuer la quantité d'eau captée. Les gouttes d'eau étant plus lourdes que les flocons de neige, les précipitations liquides sont moins sujettes à la sous-captation (Tardif et al., 2015). Donc, l'installation d'écrans de pluviomètre (alters) est souhaitable pour minimiser les erreurs de sous-estimations de la couverture de neige sans toutefois les éliminer.

Ruissellement

Le ruissellement est l'écoulement de surface de l'eau vers l'extérieur du bassin en passant par l'exutoire. Il inclut le ruissellement de surface ainsi que le ruissellement hypodermique (Kværner & Kløve, 2008; Musy, 2003).

Comme la perméabilité des couches tourbeuses décroît rapidement avec la profondeur (Price, 2003), l'écoulement sous la surface est considéré comme un processus qui contribue au débit de base par un écoulement plus lent (Tardif et al., 2015).

L'écoulement de surface est dû à deux phénomènes : (a) la saturation de la nappe phréatique qui donne un écoulement composé d'un mélange de l'eau des précipitations et de l'eau de la tourbière et (b) la forte intensité de pluie qui dépasse la capacité d'infiltration dans l'acrotelme et dans ce cas, seule l'eau de pluie ruisselle.

Dans les tourbières ombrotrophes, comme le seul apport en eau provient des précipitations, le ruissellement peut s'arrêter durant les périodes les moins humides (Price et al., 2005). Le niveau de la nappe continue alors de diminuer à cause de l'évapotranspiration et même des épisodes mineurs de pluie ne parviennent pas à provoquer un ruissellement. Par contre les tourbières minérotrophes parviennent souvent à maintenir un écoulement vers l'exutoire tout au long de l'été (Bay, 1969).

Évapotranspiration

L'ET est un terme essentiel du bilan hydrologique car, avec le débit sortant, c'est un terme responsable de la perte d'eau. C'est un processus qui combine l'évaporation qui se produit sur les surfaces humides (lacs, océans, les pores du sol, la surface des plantes...) et la transpiration qui est obtenue par la diffusion des molécules depuis les chloroplastes des feuilles jusqu'à l'atmosphère par les stomates (Katul et al., 2012).

La quantification de l'évapotranspiration représente un défi quand le milieu étudié est une tourbière dont la végétation inclut des plantes non vasculaires n'ayant pas de résistance stomatale comme la sphaigne (Waddington et al., 2009). L'adaptation d'une méthode d'estimation d'évapotranspiration potentielle basée sur la différenciation de la végétation et de l'eau libre a permis d'obtenir des résultats semblables à ceux obtenus par mesures d'évapotranspiration réelle (Tardif et al., 2015). Cette méthode estime la résistance aérodynamique différemment pour les deux compartiments (eau libre et végétation). Lorsque la résistance aérodynamique est calculée pour les compartiments végétaux, la longueur de la rugosité (*roughness length*) et la hauteur à laquelle l'humidité est mesurée sont prises en compte (Tardif et al., 2015).

Plusieurs méthodes d'estimation d'évapotranspiration sont proposées dans la littérature, telles que celle de Thornthwaite (1948) qui estime l'ET en utilisant une seule variable qui est la température de l'air, tandis que Penman-Monteith (1965) l'estime de façon plus

rigoureuse en tenant compte à la fois de l'énergie disponible, de la capacité de l'air à contenir la vapeur d'eau, du mécanisme d'évacuation de la vapeur d'eau ainsi que les résistances aérodynamique et stomatale. Une autre méthode empirique qui est une version simplifiée de l'équation de Penman-Monteith est l'équation de Priestley-Taylor (1972), qui remplace les termes aérodynamiques par un coefficient empirique sans dimension.

L'évapotranspiration estivale quotidienne moyenne sur un ensemble de tourbières canadiennes a été estimé entre 1,8 et 4,5 mm/jour (Lafleur et al., 2005).

Variation du stockage ΔS et du niveau de la nappe phréatique Δh

La variation du stockage est le terme le plus difficile à évaluer dans un bilan hydrologique. Dans les tourbières, la variation du stockage en eau peut être calculée de deux façons. La première méthode consiste à considérer les variations de stockage comme étant le terme résiduel de l'équation de bilan hydrologique (Hirashima et al., 2004; Young & Woo, 2004). Cette méthode reste imprécise sur de courts pas de temps à cause de la non synchronisation des processus de ruissellement et de variation de niveau de la nappe (Tardif et al., 2015). La deuxième méthode, tel qu'utilisée dans les sols minéraux en condition de nappe libre (Healy and Cook, 2002), consiste à quantifier la porosité efficace et à la multiplier par la variation du niveau de la nappe phréatique enregistrée sur une période donnée.

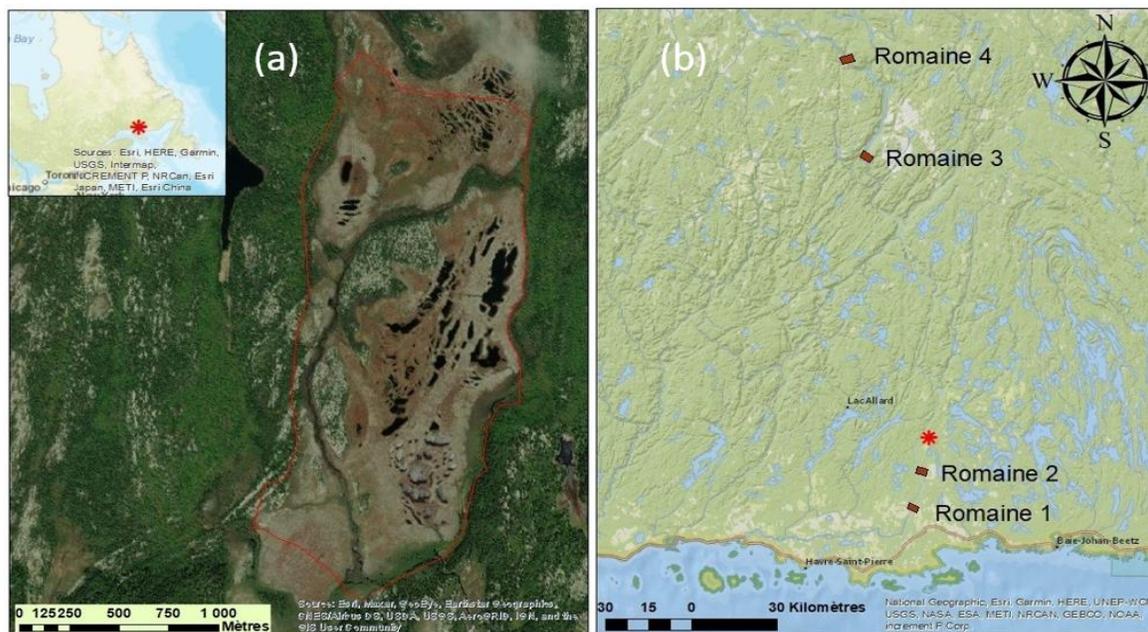
Dans les tourbières, cette méthode a été encore très peu utilisée entre autres dû à la difficulté de quantifier les variations de la porosité efficace de la tourbe. De plus, dans les tourbières, il est courant d'observer des variations d'altitude de la surface « mire breathing » dû aux émissions des gaz mais aussi aux fluctuations de la nappe, entraînant une oscillation du niveau du sol et de l'incertitude sur la variation du stockage calculée (Fritz et al., 2008; Healy & Cook, 2002; Price & Schlotzhauer, 1999).

Cependant, dû au développement récent d'une méthode permettant de quantifier les variations de la porosité efficace de la zone où l'on enregistre des variations du niveau de la nappe (Bourgault et al. 2017) ainsi que les faibles variations de l'altitude qu'enregistre des tourbières naturelles (Bourgault et al. 2017), il est maintenant envisageable d'utiliser la méthode d'Healy and Cook pour quantifier la variation du stockage dans les tourbières.

2 MATÉRIEL ET MÉTHODES

2.1. Site d'étude

La tourbière *Bouleau* qui a été sélectionnée comme représentative du bassin versant de la rivière Romaine est une tourbière ombrotrophe, qui occupe une superficie de 1,015 km². Elle est située à quelques dizaines de kilomètres au nord de la municipalité de Havre-Saint-Pierre aux coordonnées géographiques (50,52482°N, 63,2065°W). Elle est caractérisée par une pluviométrie annuelle de 998 mm et une température moyenne de l'air de 1,35 °C. Sa superficie est divisée en trois compartiments : 4 % en eau, 10% en couvert forestier et le reste est ouvert et dominé par une végétation composée de bryophytes (sphaignes et lichens) et d'éricacées (*Rhododendron groenlandicum*...). Cette tourbière a été sélectionnée à cause de sa représentativité dans le bassin versant et son exutoire bien défini qui se déverse dans la rivière Romaine.



Légende

- * Tourbière d'étude
- Barrages sur la Romaine

Figure 3: (a) localisation de la tourbière Bouleau (lat 50,524°, long -63,206°), (b) localisation de la tourbière par rapport aux réservoirs hydroélectriques construits sur la rivière Romaine

2.1.1. Travail cartographique

2.1.1.1. Superficie drainée par le ruisseau étudié

Un redécoupage de la superficie de la tourbière a été fait selon les limites du bassin versant de l'exutoire instrumenté. Le logiciel ArcGis 10.6.1 et son extension ArcMap ont été employés.

Tout d'abord, les données d'élévation qui ont été fournies par Hydro-Québec suite à une campagne d'échantillonnage avec un LIDAR ont été converties en Raster grâce à l'outil « conversion tools » de Arctoolbox. Ensuite, le module « Hydrology » a permis de définir les directions des écoulements et de délimiter les sous-bassins versants de la tourbière. Le résultat est présenté sur la figure 4. Finalement, la superficie drainée par le ruisseau étudié et qui va servir pour le calcul du bilan hydrologique est de 0,88 km², ce qui représente 86 % de la superficie totale de la tourbière (Figure 4).

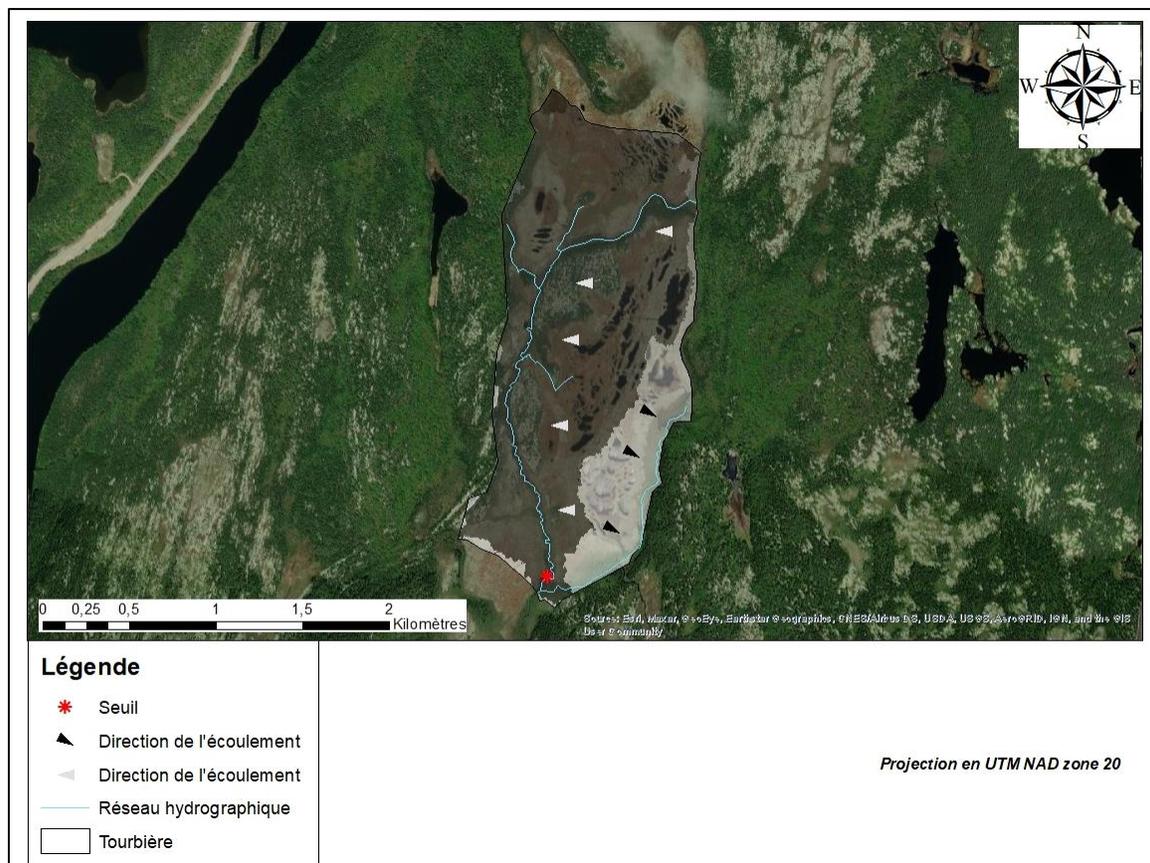


Figure 4: Identification des sous-bassin-versants selon le sens d'écoulement présenté par les flèches, le gris foncé indique la superficie de la tourbière drainée par le ruisseau étudié.

2.1.1.2. Cartographie des microformes

Un travail de cartographie permettant d'estimer les surfaces occupées par les différentes microformes de la tourbière (butte/platière/dépression, forêt, et mares) a été conçu par (Ponçot, 2020) .

La cartographie des microformes a été effectuée en utilisant l'indice d'eau par différence normalisé (NDWI). Cet indice a été obtenu en utilisant le proche infrarouge (NIR) et l'infrarouge à ondes courtes (SWIR) (Gao, 1996). Ceci a permis de distinguer les changements en teneur en eau de la végétation et de la structure tissulaire dans le couvert végétal et de différencier les zones plus humides (dépressions) des zones plus sèches (buttes). Le NDWI a été classé en 3 catégories, les dépressions $NDWI > -0,20$; les platières $-0,20 < NDWI < -0,30$ et les buttes $NDWI < -0,30$.

En résultat, les platières dominent la surface de la tourbière (320 930 m²) suivies des dépressions (254 925 m²), des buttes (171 593 m²), des superficies forestières (92 800 m²) et enfin les mares (44 096 m²).

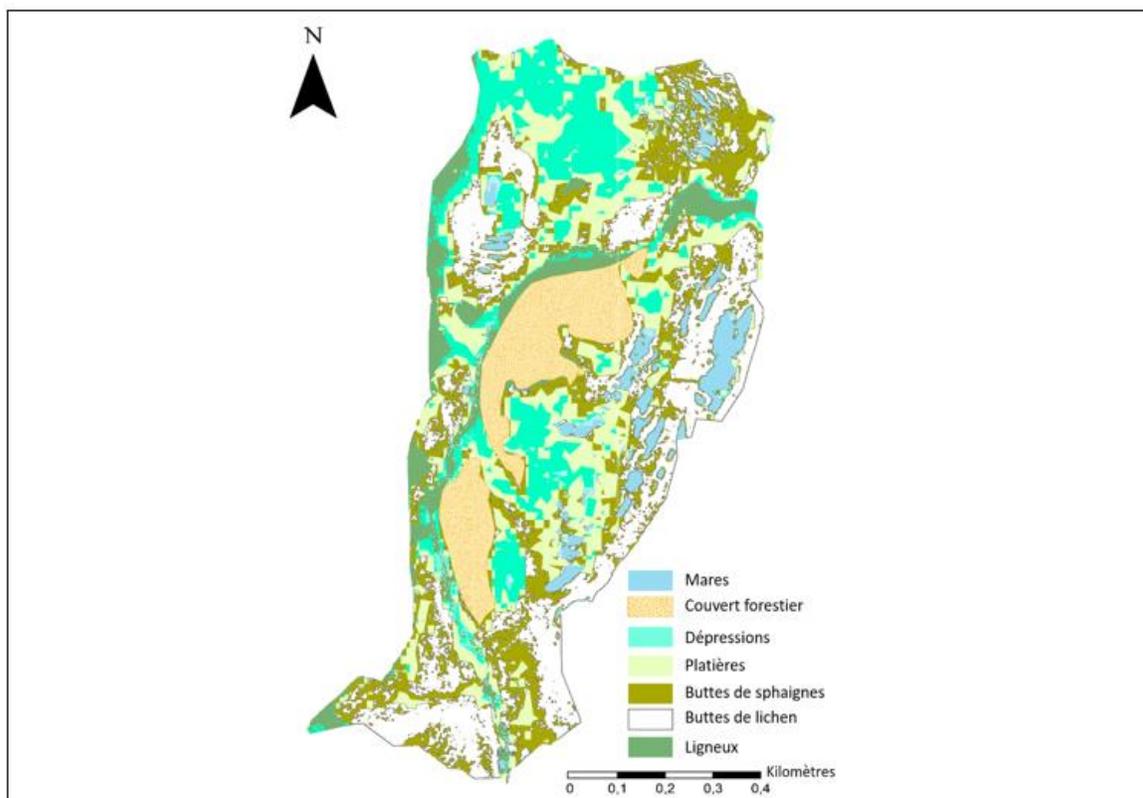


Figure 5: Cartographie des superficies couvertes par les différentes microformes de la tourbière (tiré de Ponçot, 2020)

2.2. Calculs et Instrumentation

Le bilan hydrologique au cours de la saison sans gel est calculé avec l'équation (3)

$$P - ETP - Q +/\Delta S = \eta \quad (3)$$

Dans cette équation on fait l'hypothèse que l'ET peut être estimée avec l'évapotranspiration potentielle (ETP) et que les échanges avec l'eau souterraine sont nuls.

La tourbière a été équipée d'instruments qui ont permis la mesure de chacune des composantes hydrologiques, soit les précipitations (P), les variations du stockage (ΔS) (calculées à partir de la mesure en continu des variations du niveau de la nappe d'eau (ΔH)), le ruissellement (Q) et l'estimation de L'ETP.

2.2.1. Précipitations

Les précipitations ont été mesurées par un pluviomètre à auget basculant (Onset 0,2 mm; incertitude $\pm 1\%$) à un pas de temps horaire. Le mécanisme du capteur de godet à bascule active un interrupteur à lames scellé qui produit une fermeture de contact pour chaque chute de pluie de 0,2 mm.

2.2.2. Variation du niveau de la nappe ΔH

En juin 2018, sept puits d'observation ont été déployés sur la tourbière. Tous les puits ont été équipés avec des jauges à niveau (modèle U20-001-04 data logger de Hobo; incertitude $\pm 0,1\%$; <https://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/u20-001-04>). Les jauges ont permis d'enregistrer les fluctuations horaires du niveau de la nappe phréatique de la tourbière. Lors des travaux sur le terrain en juin 2019 toutes les jauges ont été remplacées avec de nouvelles jauges (modèle U20I-04 data logger Hobo; incertitude $\pm 0,2\%$; <https://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/u20I-04>) afin d'éviter les problèmes causés par l'épuisement des batteries.

Les puits sont constitués d'un tuyau en PVC percé sur toute sa longueur, fermé par un bouchon et inséré dans un bas de nylon pour empêcher les particules de tourbe de le colmater. Les jauges de pression ont été suspendues dans les tuyaux à l'aide d'un fil métallique dont la longueur a été mesurée au préalable.

Les puits ont été identifiés de 1 à 6, du plus près au seuil au plus loin. Un baromètre a aussi été déployé afin de permettre de soustraire la pression atmosphérique des mesures de pression prises dans les puits.

Quatre autres puits ont été installés sur chacune des microformes typiques de la tourbière (butte de lichen, butte de sphaigne, platière et dépression) tel qu'illustré à la figure 6.

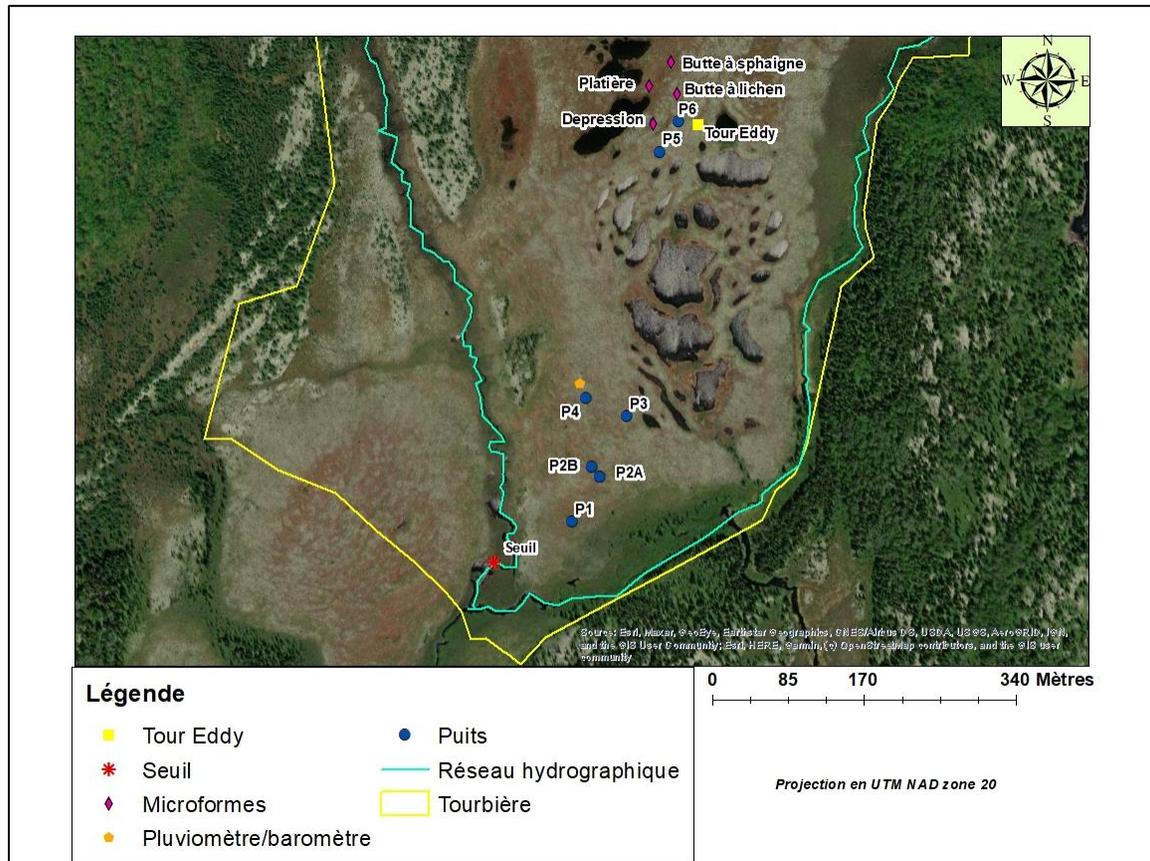


Figure 6: Positions des équipements sur la tourbière

2.2.3. Calcul du stockage souterrain

L'équation (4) a été appliquée pour calculer le ΔS de chaque typologie. La somme permet d'obtenir la variation du stockage sur l'ensemble de la tourbière.

$$\Delta S_x = \Delta h_x \times S_{y_x} \times P_x \quad (4)$$

Dans l'équation, x , représente les différentes microformes ; ΔS , les variations de stockage par mois [mm]; Δh , est la différence entre le niveau mesuré entre le début du mois et la fin du mois [mm]; S_y et P sont respectivement la valeur moyenne du coefficient d'emmagasinement pour un mois donné et la fraction de superficie de chaque microformes.

Les typologies de butte, de platière, de dépression, de forêt et de mare représentaient respectivement 20; 36; 29; 10 et 5 % de la superficie drainée. Aucun puit n'ayant été installé dans la zone sous couvert forestier, une valeur moyenne, provenant de (Carrer, 2014) a été utilisée. Pour les mares, S_y a été fixée à 1,0 sur l'ensemble de la colonne d'eau.

Cette méthode va ensuite être comparée avec les résultats de calcul de ΔS avec la méthode du bilan hydrologique où la variation du stockage est considérée comme étant le résultat de l'addition des précipitations (P), du ruissellement (Q) et de l'évapotranspiration (ET) à un pas de temps donné. On fait l'hypothèse que le taux de stockage en eau inclut le terme d'incertitude du bilan (η).

2.2.3.1. Coefficient d'emmagasinement

Méthode du drainage

Pour quantifier les variations de S_y en fonction de la profondeur, des essais de drainage ont été réalisés. Ces essais suivent le protocole décrit par Bourgault et al (2017).

A l'aide d'un échantillonneur en contreplaqué (40 cm x 25 cm x 50 cm), un bloc de tourbe a été prélevé sur une butte basse de la tourbière (Figure 29, Annexe). La méthode de prélèvement du bloc de tourbe consiste à poser l'échantillonneur à la surface de la butte, creuser autour et ensuite d'insérer l'échantillonneur dans la tourbe en veillant à ne pas créer de compression. Les trous sur le dessus de la boîte permettent la sortie de l'air lors de l'enfoncement de l'échantillonneur. Une fois ressorti de la tourbe, le fond de l'échantillonneur est vissé avec une plaque d'aluminium et l'échantillon est ainsi sauvegardé. Le site choisi est une butte douce et aucune compression de la tourbe n'a été observée lors de l'échantillonnage.

En laboratoire, l'échantillon de tourbe a été introduit dans un réservoir d'eau de 40 cm de long, 25 cm de large et 60 cm de haut et des essais de drainage ont été effectués (Figure

7). Les deux côtés de l'échantillon sont soutenus par des plaques en plexiglass pour créer deux réservoirs expérimentaux. Ces réservoirs sont connectés à l'aide d'un tube PVC flexible et redirigés vers une seule prise pour contrôler le niveau d'eau dans les réservoirs.

Des tests ont été effectués sur le bloc de tourbe à intervalles de 1 à 2,5 cm et qui augmentaient en profondeur afin de réduire les mesures d'erreur volumétrique puisque le S_y et le volume d'eau drainée diminuent avec la profondeur. Les estimations de S_y ont été obtenues à l'aide de l'équation suivante :

$$S_y = \frac{V_d}{\Delta h \times A} \quad (5)$$

Avec : S_y , Coefficient d'emmagasinement [adimensionnel]; V_d , Volume d'eau drainé [cm^3]; A , aire de l'échantillon drainé [cm^2]; Δh , variation du niveau d'eau [cm]

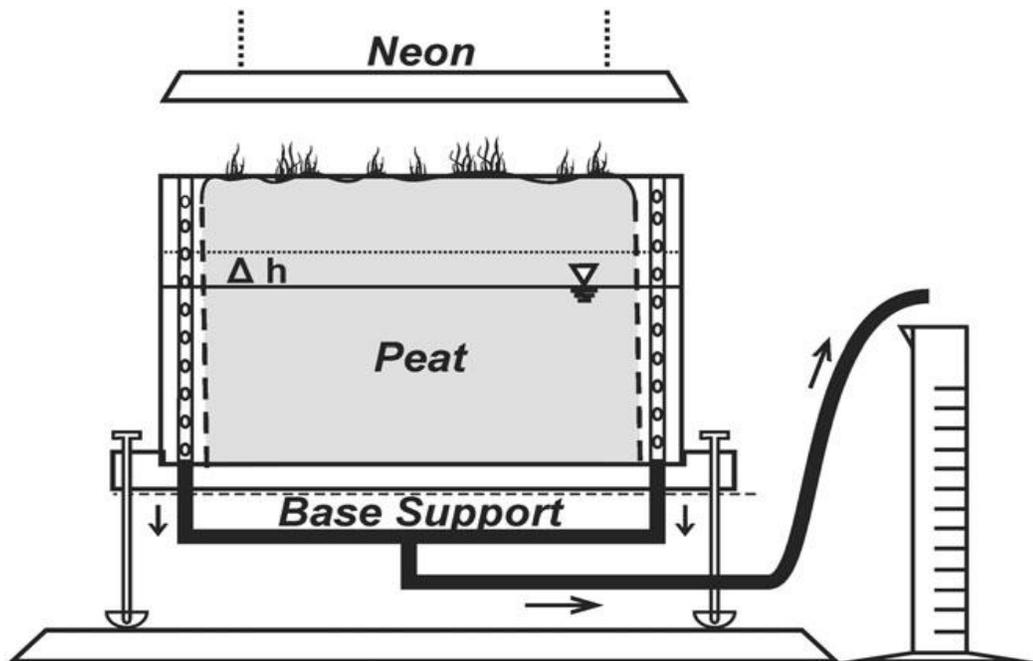


Figure 7: Conception du réservoir construit pour l'expérience de drainage permettant de calculer la variation du coefficient d'emmagasinement en fonction de la profondeur (Bourgault et al., 2017)

Méthode des fluctuations du niveau de la nappe

La méthode des fluctuations du niveau de la nappe est une alternative aux mesures en laboratoire. Celle-ci permet de quantifier les variations du coefficient d'emmagasinement des zones où l'on mesure des fluctuations de niveaux de nappe (Bourgault et al., 2017).

Le calcul du coefficient d'emmagasinement se fait selon l'équation 6.

$$S_y = \frac{P_{\text{événement}}}{\Delta h} \quad (6)$$

Où $P_{\text{événement}}$ est la somme des précipitations enregistrées pour chaque événement [mm]; Δh la variation du niveau de la nappe phréatique après l'événement pluvieux [mm] et S_y le coefficient d'emmagasinement [adimensionnel].

Tous les événements pluvieux ainsi que les augmentations de niveaux de nappe qui y sont associées ont été identifiés et isolés à l'aide d'un programme développé en R.

Afin d'identifier les événements pluvieux et la quantité de pluie qui seront utilisés pour faire le calcul de l'équation 6, le programme requiert la calibration des paramètres *gap*, *maxheure*, *maxprec* et *minprec*. Gap: est le nombre d'heures entre les événements pluvieux, maxheure: le nombre d'heures entre la dernière précipitation d'un événement pluvieux et l'augmentation de niveau de la nappe et maxprec et minprec: respectivement le minimum et le maximum des événements de précipitations à inclure dans le calcul de S_y .

Les événements pluvieux inférieurs à 5 mm ont été exclus car ils ne se traduisent pas toujours par une augmentation des niveaux puisqu'une faible proportion atteint la zone saturée. Les forts événements de précipitations (>35 mm) sont également exclus car ils induisent une grande valeur de Δh avec une erreur d'approximation de la profondeur. Cela entraîne des difficultés à identifier précisément la profondeur associée aux coefficients d'emmagasinement calculés. Le calage de paramètres a été réalisé à l'aide d'une vérification graphique.

2.2.4. Ruissellement

Afin de mesurer le débit sortant de la tourbière, un seuil en V à paroi mince et d'angle 90° (V notch) a été conçu et installé à l'exutoire lors de la première sortie sur le terrain en 2018. Afin d'assurer la mesure en continu de la hauteur de l'eau dans l'échancrure en V, un appareil à ultrasons, (SR50; incertitude ± 1 cm; <https://www.campbellsci.ca/sr50>) a été monté face au ruisseau pour déterminer la hauteur entre le capteur acoustique et la surface de l'eau ou de la neige.

Connaissant le niveau de l'eau dans le seuil, l'équation (7) qui sert à déterminer le débit en fonction de la hauteur dans un déversoir triangulaire à paroi mince et d'angle au sommet $\alpha=90^\circ$ peut être appliquée (Thomson, 1859).

$$Q = 1,42 \times H^{2,5} \quad (7)$$

Où

Q : débit en m³/s

H : la hauteur de l'eau dans l'échancrure en V en m

Suite au bris du SR50 durant l'hiver de l'année 2019, une jauge à niveau a été installée juste en amont du seuil et durant l'année 2020 les deux appareils ont été utilisés simultanément. Des corrections ont été appliquées sur les mesures de la jauge à niveau car en comparant les mesures des deux instruments avec des mesures manuelles, le SR50 s'est avéré plus précis. Un pas de temps d'une heure a été employé pour tous les appareils.

Des mesures manuelles de la hauteur de l'eau à l'exutoire ont également été prises durant les campagnes de terrain. Ces mesures ont été comparées aux données mesurées à l'aide des autres capteurs. On a également fait des jaugeages à quelques endroits le long du ruisseau principal et de ses affluents. La méthode adoptée consiste à mesurer les vitesses et les profondeurs à des intervalles réguliers. Connaissant les vitesses V mesurées à l'aide d'un vélocimètre et la surface de la section mouillée A , on peut calculer le débit. Ces mesures ponctuelles de débits sous différentes conditions hydrologiques permettent une meilleure compréhension du comportement hydrologique et ont permis

aux collaborateurs du projet de calculer les flux de carbone organique particulaire et dissout sur les affluents.

Pour que ce soit comparable avec les mesures de la précipitation P , l'évapotranspiration potentielle ETP et la variation du stockage ΔS , les données de débit Q ont été converties en lame d'eau (mm/jr) et ceci en les divisant par la superficie drainée de la tourbière.

2.2.5. Évapotranspiration

L'évapotranspiration réelle (ET), dans un écosystème humide caractérisé par la dominance des plantes non vasculaires sans résistance stomatale, est plus compliqué à mesurer (Lafleur et al., 2005). Plusieurs auteurs ont estimé ET en utilisant un facteur de correction appliqué à l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée avec des équations semi-empiriques (Isabelle et al., 2018; Tardif et al., 2015).

Dans le cadre de cette étude, trois équations (Thornthwaite, Penman-Monteith et Priestley-Taylor) ont été sélectionnées afin d'estimer des valeurs d'ETP.

En plus des données obtenues à partir du baromètre et du pluviomètre, la station météorologique qui a été installée sur la tourbière a permis d'acquérir les données nécessaires au calcul de l'ETP.

Le mât micrométéorologique présenté à la figure 8 est équipée d'un pyranomètre pour la mesure du rayonnement solaire, d'un anémomètre pour la mesure de la vitesse et la direction du vent et elle permet également la mesure de la température et de l'humidité relative.



Figure 8: Le mât micrométéorologique (aussi appelé la tour Eddy covariaance) permettant les mesures des paramètres météorologiques sur la tourbière Bouleau

2.2.5.1. Thornthwaite

Les seuls facteurs nécessaires à l'application de l'équation de Thornthwaite sont la température de l'air et les heures d'ensoleillement. À la base, cette équation avait été définie pour des mesures mensuelles, mais des modifications ont été être introduites pour qu'elle soit adaptée aux plus courtes échelles de temps (Pereira & Pruitt, 2004).

$$ETP = \frac{10}{30,4} \times 1,62 \left(\frac{10 \times T}{I} \right)^a \quad (8)$$

Où:

ETP : Évapotranspiration potentielle journalière (mm)

T : Température moyenne quotidienne (°C)

I : Valeur de l'index de Thornthwaite

a : exposant de la formule de Thornthwaite

L'exposant et l'index de la formule de Thornthwaite sont calculés comme suit :

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{TM_i}{5}\right)^{1,51} \quad (9)$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^{-3} - 7,71 \cdot 10^{-5} I^{-2} - 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239 \quad (10)$$

Avec :

TM_i : température moyenne mensuelle au mois i (°C).

2.2.5.2. Penman-Monteith

A l'échelle de la journée, la formule de Penman-Monteith (1965) est décrite par Allen et al. (1998) comme suit :

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(Rn-G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1+0,34u_2)} \quad (11)$$

Où

Rn = radiation nette (MJ.m⁻².jr⁻¹)

G = flux de chaleur au sol (MJ.m⁻².jr⁻¹)

Δ = pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air (kPa °C⁻¹)

γ = constante psychrométrique (kPa °C⁻¹)

e_a = pression moyenne de vapeur actuelle

e_s = pression moyenne de vapeur saturée (kPa)

T = température moyenne de l'air (°C)

u_2 = vitesse moyenne du vent à une hauteur de 2m du sol (m.s⁻¹)

Le calcul de l'ETP par cette équation requiert plusieurs autres paramètres qui sont : la radiation solaire directe, l'albédo, la latitude, la pression barométrique, l'humidité relative et la hauteur de l'anémomètre. La radiation nette est calculée à partir de la radiation solaire directe mesurée par le pyranomètre.

Selon (Allen et al., 1998), le flux de chaleur au sol (G) peut être négligé pour des bilans au pas de temps journalier.

Afin d'obtenir des valeurs plus pondérées de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et minimiser l'erreur, les valeurs obtenues ET_0 sont multipliées par chacune des proportions du territoire (eau tourbe et forêt). La méthode de calcul de R_n et de la pondération sont expliquées en Annexe p 66.

2.2.5.3. Priestley-Taylor

La formule de Priestley –Taylor (1972) permet le calcul de l'ETP d'une façon similaire à celle de Penman-Monteith mais en remplaçant les termes aérodynamiques par un coefficient adimensionnel a . L'équation s'écrit comme suit :

$$ET_0 = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma} \cdot a \quad (12)$$

Où

λ = chaleur latente de vaporisation (MJ.kg^{-1}) est calculée par l'équation (14)

R_n = radiation nette ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$)

G = flux de chaleur au sol ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$)

Δ = pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

a = coefficient de Priestley-Taylor, il est inspiré de la méthode de (Sumner & Jacobs, 2005) équation (15)

γ = la constante psychométrique ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) dépend faiblement de la pression atmosphérique P

$$\gamma = 0,00065 \cdot P \quad (13)$$

$$\lambda = 2,501 - 0,002361 \cdot T \quad (14)$$

Où T = Température de l'air (°C)

$$a = \frac{1+\gamma}{1+\beta} \cdot s \quad (15)$$

Où γ = constante psychrométrique (kPa °C⁻¹)

s = la pente de la courbe de la pression de vapeur saturante (kPa °C⁻¹)

β = Le rapport de Bowen qui est le ratio du flux de chaleur sensible sur le flux de chaleur latente, la valeur choisie est la moyenne des valeurs tirée de Sumner & Jacobs (2005) : $\beta \approx 0,6$.

2.3. Modélisation de la fonte printanière et des débits à l'exutoire

Durant la fonte printanière, il est impossible de quantifier l'écoulement à l'exutoire de la tourbière, la quantité de la neige qui s'accumule durant tout l'hiver fond et cause un débordement sur les rives et l'inondation du seuil. Afin de modéliser l'écoulement durant la débâcle printanière, le modèle hydrologique PHIM (Peatland Hydrologic Impact Model) a été utilisé. Ce modèle a été spécifiquement développé pour simuler l'écoulement et le niveau de la nappe dans les tourbières (Guertin et al., 1987) et a récemment été incorporé sous forme de module dans le modèle hydrologique Hydrotel (Jutras et al., 2009). Une partie du module hydrologique a été reprogrammé pour fonctionner sous environnement Matlab et couplé à un modèle hydrodynamique pour dimensionner des bassins de rétention en milieu tourbeux (Garneau et al., 2019). C'est cette version du modèle qui a été utilisée dans la présente étude. Il faut noter que PHIM n'inclut pas de module de fonte de la neige mais considère toutes les précipitations comme liquide.

Pour éviter cette confusion et considérer la dynamique particulière des précipitations solides, il a fallu utiliser un module de neige qui permet de quantifier l'accumulation de la neige, l'évolution du manteau neigeux et l'apport en eau au moment de la fonte. On a

donc couplé un module neige avec le modèle hydrologique PHIM pour fournir une modélisation complète de l'écoulement printanier sur la tourbière.

2.3.1. Module neige

Afin de modéliser la lame de la fonte, on a choisi le module CemaNeige développé par Valéry (2010). Ce module utilise l'approche des degrés-jours pour déterminer la fonte et requiert comme intrants, les données de températures journalières minimales, maximales et moyennes ainsi que les précipitations totales (liquides et/ou solides). Les données de précipitations totales durant l'hiver ont été obtenues à partir de la station météorologique de Havre-Saint-Pierre, située à 40 km au sud de la tourbière Bouleau.

L'approche degrés-jours a été largement adoptée par la communauté hydrologique, à cause de sa relative simplicité et la mise en œuvre facile en plus de la disponibilité des données d'entrées de même que ses bonnes performances. Ceci la rend plus avantageuse par rapport à la méthode du bilan d'énergie qui requiert un grand nombre de données d'entrées qui ne sont pas toujours accessibles (Hock, 2003).

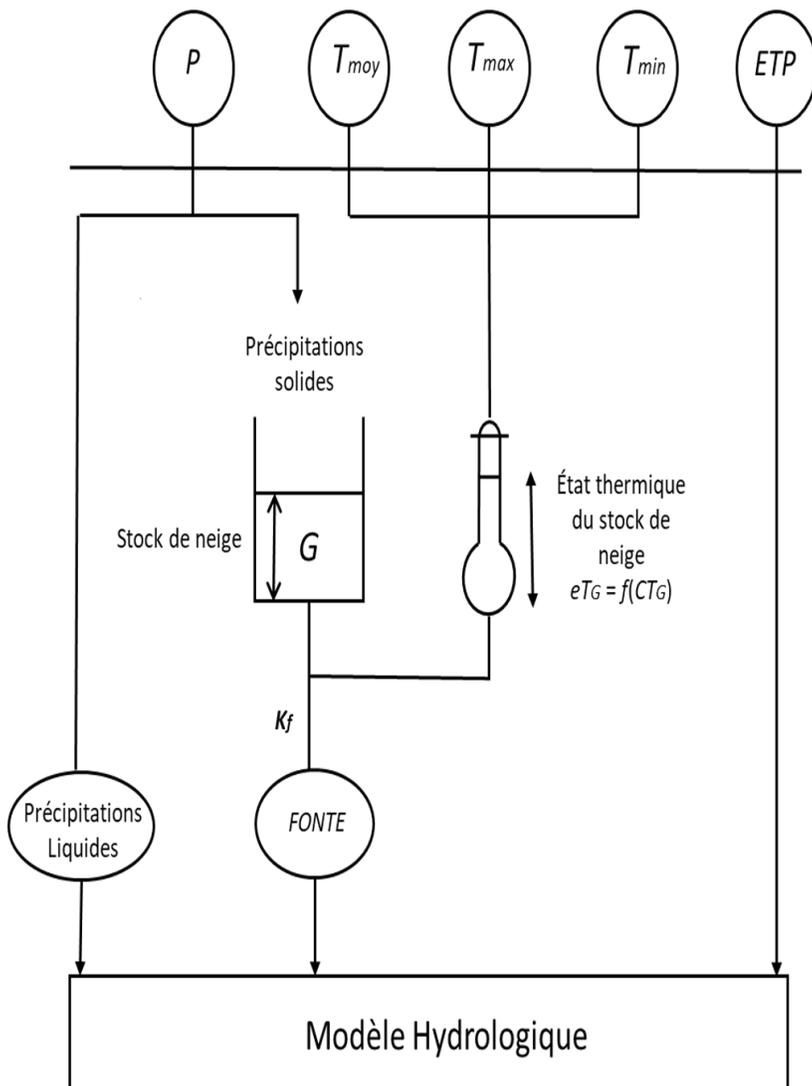
2.3.1.1. Description du modèle

D'abord, le modèle CemaNeige permet la distribution de la superficie en différentes zones altitudinales afin d'appliquer des corrections sur les données de températures et de précipitations. Ensuite, le fractionnement entre les précipitations solides et liquides, l'accumulation du stock neigeux et la fonte sont calculés. Le schéma conceptuel ainsi que les équations utilisées sont présentées à la figure 9.

CemaNeige possède deux paramètres libres à caler, quatre paramètres fixes déterminés empiriquement et deux états internes. Ils sont tous brièvement expliqués au tableau 1 ci-dessous.

Tableau 1: Les paramètres libres et fixes du module CemaNeige et les états internes.

Paramètres libres		Paramètres fixes		États internes	
Notations	Signification	Notations	Significations	Notations	Significations
K_f (mm/°C)	Le facteur de fonte	T_f (°C)	La température de fonte fixée à 0 °C.	$G(z,jr)$ (mm)	Le stock de neige pour une zone z et un pas de temps jr donné, (mm).
C_{TG} (adimensionnel)	Le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau	ΔT_s (°C)	L'intervalle de température dans lequel les fractions liquide et solide des précipitations sont estimées (°C).	$e_{TG}(z,jr)$ (°C)	L'état thermique du stock pour une zone z et un pas de temps jr donné en (°C).
		V_{min} (%)	Le pourcentage de K_f correspondant à la vitesse de fonte minimale :10%		
		G_{seuil} (mm)	Le stock de neige à partir duquel toute la zone d'altitude considérée est recouverte de neige (mm).		



Calcul de la fraction solide des précipitations

Si $Z_{med_Bv} < 1500$ m, $fraction\ solide = f(T_{min}, T_{max})$

Si $Z_{med_Bv} > 1500$ m, $fraction\ solide = f([-1; +3^{\circ}C])$

Précipitations solides (P_G) = $P \times fraction\ solide$,

Précipitations liquides (P_L) = $P - P_G$

Accumulation

$G = G + P_G$

$eTG = G \times T_G + (1 - CT_G) \times T_{moy}$

Calcul de la fonte potentielle (F_{pot})

Si $eTG = 0$ et $T_{moy} > 0$, $F_{pot} = K_f \times T_{moy}$

$F_{pot} > G$, $F_{pot} = G$

Pourcentage de la zone enneigée

Si $G < G_{seuil}$, $P_{enneigé} = G / G_{seuil}$, = 1 sinon

Calcul de la fonte effective

$FONTE = f(P_{enneigé}) \times F_{pot}$

Actualisation réservoir neige

$G = G - FONTE$

Lame d'eau transmise au modèle hydrologique

$Lame_eau = P_L + FONTE$

Figure 9: Structure du module neige CemaNeige pour une bande d'altitude avec les principales équations du modèle (adapté de Valéry, 2010).

2.3.2. PHIM

2.3.2.1. Description du modèle

Le Peatland Hydrological Impact Model (PHIM) a été développé pour simuler l'écoulement et le niveau de la nappe phréatique dans les tourbières (Guertin et al., 1987). Ce modèle conceptualise une tourbière comme étant similaire à un réseau de réservoirs d'eau à seuil régulier et calcule le stock d'eau de trois réservoirs à chaque pas de temps, soit le stock de surface, le stock de la Zone 1 (intermédiaire) et celui de la Zone 2 (le plus profond).

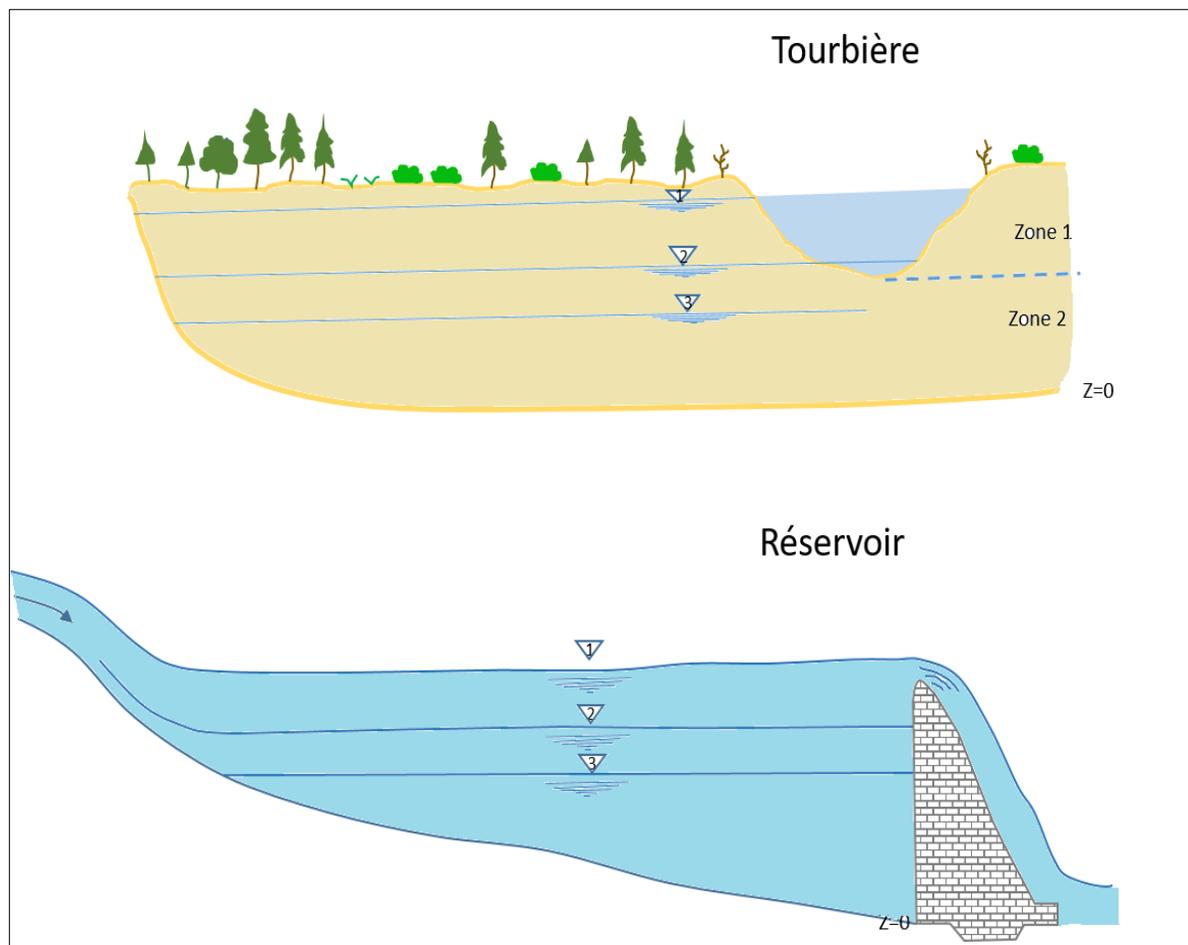


Figure 10: Illustration du modèle PHIM original (adapté de Guertin et al., 1987)

PHIM nécessite uniquement comme entrée les données de l'évapotranspiration potentielle et les précipitations observées et il modélise le débit comme étant le résultat

de différents processus tels que l'évaporation, l'infiltration, la percolation et le ruissellement.

En résumé, la pluie alimente le réservoir de surface qui à son tour alimente la Zone 1 et le ruisseau, si les conditions permettent un ruissellement. L'eau du stock de surface peut également être évaporée. La Zone 1 peut à son tour alimenter la Zone 2 par percolation, alimenter le ruisseau par ruissellement hypodermique et être évaporée. Enfin, la Zone 2 reçoit la totalité de son eau par percolation depuis la Zone 1 et peut être évaporée. Par contre, puisque la Zone 2 se situe sous le niveau du ruisseau, elle ne peut l'alimenter pour contribuer au débit.

La variation des stocks d'eau dans le temps est exprimée par les trois équations différentielles suivantes :

$$\frac{dS_{surface}}{dt} = Pluie - Evapo_{surface} - Perc_{Z_1} - Q_{surface} \quad (16)$$

$$\frac{dS_{Z_1}}{dt} = Perc_{Z_1} - Evapo_{Z_1} - Perc_{Z_2} - Q_{Z_1} \quad (17)$$

$$\frac{dS_{Z_2}}{dt} = Perc_{Z_2} - Evapo_{Z_2} \quad (18)$$

Où :

- *Pluie* : Intensité de précipitations (hauteur/temps).
- *Evapo* : Intensité de l'évaporation (hauteur/temps) dans chaque stock.
- *Perc* : Taux de percolation (hauteur/temps) entre le stock de surface et la Zone 1 ($Perc_{Z_1}$) et entre les Zones 1 et 2 ($Perc_{Z_2}$).
- $Q_{surface}$: Ruissellement de surface (hauteur/temps).
- Q_{Z_1} : Ruissellement hypodermique (hauteur/temps).

Le débit résultant de la résolution numérique de ces équations, est ensuite multiplié par la superficie de la tourbière afin d'obtenir un débit en m³/s.

2.3.2.2. Paramètres

La simulation du débit avec PHIM requiert le calage de 17 paramètres brièvement expliqués au tableau 2. Ces paramètres ont été calés ou calculés en se basant sur différents travaux antérieurs (Bourgault et al., 2018; Bourgault et al., 2017; Hogan et al., 2006; Levrel et al., 2009; Wastiaux, 2008) et en comparant les débits observés et simulés.

Tableau 2: Différents paramètres à calibrer pour produire le débit avec le modèle PHIM

Nom paramètre	Description paramètre
HO_Min	La hauteur d'eau minimale requise à la surface de la tourbière avant que le ruissellement et l'infiltration ne soient possibles (m)
H1_Min	Hauteur d'eau à partir de laquelle S1 n'est plus considérée vide (m)
L	Longueur de la section de tourbière (m)
W	Largeur moyenne de la section de tourbière (m)
s	Pente de la section de tourbière (m.m ⁻¹)
n	Coefficient de Manning représente les forces de frottement s'opposant au passage de l'eau
H1_tot	Épaisseur de la couche S1 (m)
H2_tot	Épaisseur de la couche S2 (m)
H_ditch	Hauteur d'eau moyenne dans le fossé (m)
rho1	Porosité S1 (m ³ .m ⁻³)
rho2	Porosité S2 (m ³ .m ⁻³)
Ks	Conductivité hydraulique horizontale (m.s ⁻¹)
Kv	Conductivité hydraulique verticale (m.s ⁻¹)
holtan_a	Paramètre empirique de la formule d'infiltration de Holtan; taux d'infiltration maximal. L'infiltration de l'eau depuis la surface vers la nappe est calculée à l'aide de l'équation de Holtan (1961)
holtan_n	Paramètre empirique de la formule d'infiltration de Holtan; variation de l'infiltration maximale en fonction du volume d'eau disponible
D_Opt	Profondeur d'évaporation sans restriction (m)
D_Max	Profondeur maximale sujette à l'évaporation (m)

2.3.3. Critères de performance

Pour éviter le sur-ajustement du modèle, la validation par partition de l'échantillon dont le principe est de diviser les données de débit en deux parties (apprentissage ou calage et validation ou test) a été utilisé. Tout d'abord, le modèle est calé manuellement sur l'échantillon d'apprentissage, dans cette étape, on fait varier les paramètres du modèle et l'on utilise des critères de performance pour quantifier l'écart entre les débits simulés et observés et ainsi évaluer la qualité des simulations de débit produites. Le jeu de paramètres donnant la valeur la plus optimale du critère est utilisée pour la validation sur l'échantillon de test.

On a utilisé les données de débit observé entre juin et octobre 2019 pour le calage et les données observées entre juin 2020 et août 2020 pour la validation.

Afin d'évaluer la qualité des simulations de débit produites, on a choisi des critères souvent utilisés en hydrologie tel que le coefficient d'efficacité NSE (Nash & Sutcliffe, 1970) :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q^{moy})^2} \quad (19)$$

où Q_i^{obs} est le débit journalier observé au pas de temps i , Q_i^{sim} est le débit journalier simulé au pas de temps, Q^{moy} est la moyenne des débits journaliers observés sur la période à l'étude et n est nombre de jours.

NSE varie entre $-\infty$ et 1, avec $NSE \leq 0$ indique que le modèle n'est pas meilleur que la moyenne des débits observés, $NSE > 0$ indique le modèle est meilleur que la moyenne des débits observés et $NSE = 1$, indique que le modèle correspond parfaitement aux débits observés.

Le critère KGE proposé par Gupta (2009), une alternative au critère NSE, est par ailleurs moins sensible aux crues et donc peut améliorer l'évaluation de la performance des modèles en simulation. Il est basé sur le biais, le rapport des variances, et le coefficient de corrélation entre débits observés et simulés.

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (20)$$

Avec :

$\alpha = \frac{\sigma_{sim}^2}{\sigma_{obs}^2}$, rapport des variances des débits simulés et observés

$\beta = \frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}}$, biais du modèle

$r = \frac{1}{n} \sum \frac{(Q_i^{obs} - \mu_{obs})(Q_i^{sim} - \mu_{sim})}{\sigma_{obs}\sigma_{sim}}$, coefficient de corrélation entre débits simulés et observés.

On a également utilisé d'autres critères tel que le RSR qui est le rapport de la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et de l'écart type des données mesurées (Moriasi et al., 2007), la corrélation entre les débits simulés et les débits observés, ainsi qu'une technique graphique (la comparaison des courbes de débits classés simulés et observés).

3 RÉSULTATS

3.1. Suivi été 2019

La figure 11 présente le comportement journalier des variables du bilan hydrologique de la tourbière entre le 11 juin et le 8 octobre 2019. Durant cette période, il est tombé 291,6 mm de pluie; le mois d'août a été le plus humide en enregistrant 44% des précipitations totales et le mois de juillet le mois le plus sec avec seulement 9 % de ces précipitations. Cinq événements majeurs de précipitations ont eu lieu pendant cet été : du 14 au 17 juin, du 12 au 15 juillet, du 7 au 9 août, du 29 août au 08 septembre et du 25 au 27 septembre avec des totaux de respectivement 29,7 mm, 23,8 mm, 52,3 mm, 96 mm et 30 mm, la journée la plus pluvieuse ayant été le 9 août avec 36,8 mm.

Une analyse graphique des données des puits comportant les plus longues séries d'enregistrements montre une synchronisation au niveau des variations journalières. Ceci a été confirmé par l'analyse de variance à répétition (« Repeat Measure ANOVA ») qui montre que les moyennes ne sont pas significativement différentes (Tableau 9, Annexe). Les épisodes de fortes variations du niveau de la nappe ont été enregistrées suite aux averses des 9 août (+100 mm), 30 août (+170 mm) et 28 août (+50 mm) respectivement.

Un mois de juillet sec a induit une baisse notable du niveau de la nappe ainsi qu'un ruissellement à son plus bas pour l'ensemble de la saison avec des valeurs variant entre 0,5 et 0,8 mm/jr. Le ruissellement cumulatif du mois de septembre est 3,5 fois plus élevé qu'en juillet avec des moyennes journalières variant de 1 à 9 mm/jr. De forts débits ont été observés entre les 15-17 juin, 10-12 août, 30 août -10 septembre et 27-30 septembre, suite aux importants événements pluvieux. Cependant, l'évènement pluvieux du 12-15 juillet malgré son importance (23,8 mm), n'a pas provoqué d'écoulement significatif à l'exutoire alors qu'une hausse du niveau de la nappe de (+50 mm) a été observée.

Le tableau 5 en Annexe contient les statistiques d'ETP calculées avec les trois méthodes empiriques. Les ETP cumulatives résultant des méthodes de Thornthwaite (TH), de Priestley-Taylor (PT) et de Penman-Monteith (PM) sont respectivement 311,5 de 289,4 et 310 mm. On remarque qu'à l'échelle saisonnière il n'y a pas un grand écart entre les ETP cumulées calculées avec les différentes méthodes, elles sont plus importantes au mois de juillet avec environ 30% du total cumulé. À l'échelle mensuelle la somme de Penman-Monteith est plus élevée durant les mois les plus chauds, alors que lorsque les

températures commencent à baisser vers le mois d'août, la méthode de Thornthwaite donne des valeurs plus élevées.

Un test ANOVA, suivi d'un test de comparaisons multiples « HSD de Tukey » ont été appliqués sur les moyennes journalières et montrent que les taux d'ETP avec la méthode PM sont significativement différents que ceux calculés avec la méthode PT et TH durant les mois de juin, et juillet et qu'à partir d'août, ce sont les moyennes calculées avec la méthode TH qui sont différentes.

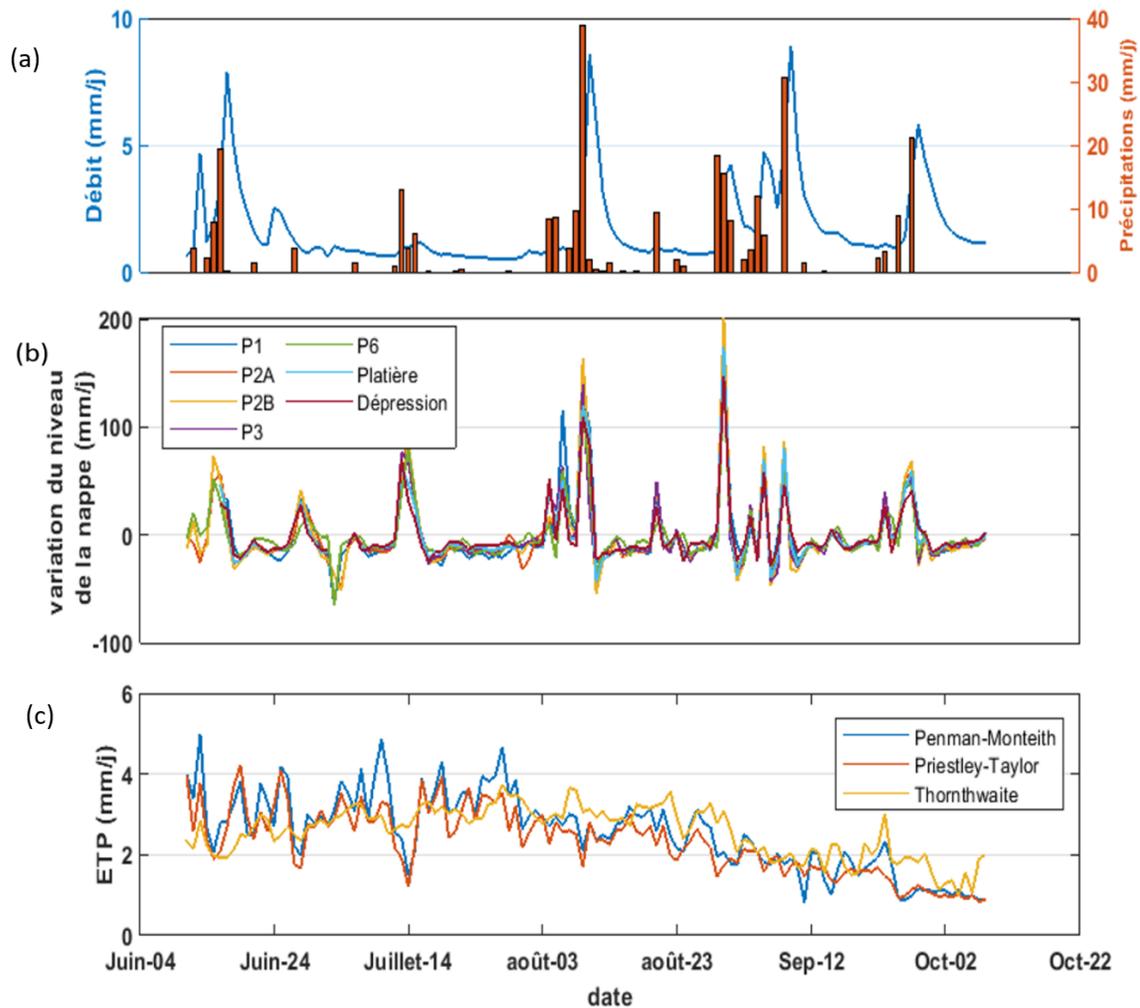


Figure 11: Évolution journalière des différents termes du bilan hydrologique durant la période estivale 2019 : (a) débit et précipitations, (b) variations du niveau de la nappe entre le 14 juin et le 8 octobre 2019 et (c) évapotranspiration potentielle.

3.2. Suivi été 2020

L'évolution journalière des différents termes du bilan hydrologique durant la période entre le 1^{er} juin et le 4 octobre est illustrée à la figure 12. La période d'étude 2020 a été plus humide que l'année 2019 avec un total de précipitation de 447,8 mm, c'est-à-dire 1,5 fois plus important. Les fins des mois de juillet, août et septembre ont été très humides avec des précipitations totales de respectivement 132 mm, 110,2 mm et 115,8 mm. Le 31 juillet a été la journée la plus pluvieuse avec 52,6 mm.

Les moyennes journalières de ruissellement enregistrées en septembre, ont varié entre 1 et 14.2 mm/jr et sont 4 fois plus élevées qu'en juillet alors que des périodes de très faibles ruissellement ont été observées ($Q < 0.7$ mm/jr). Un très fort débit a été enregistré le 2 août suite au plus important événement pluvieux de la saison. À partir du 9 juin et jusqu'au 30 juillet, plusieurs événements pluvieux, de quantités faibles à moyennes, ont eu lieu, mais aucun écoulement important n'a été généré. En revanche, ces événements ont provoqué de fortes variations de la nappe, allant jusqu'à +100 mm. Les épisodes de forte variation du niveau de la nappe $>+100$ mm correspondant aux épisodes de fortes pluies.

Les sommes d'ETP saisonnières résultant des méthodes de TH, PT et PM sont respectivement 343,7 mm, 391,6 mm et 420 mm. La saison 2020 a été relativement chaude avec beaucoup de jours de chaleur prononcée, et une température maximale journalière de plus de 30°C. La température moyenne saisonnière a été de 14,9°C contre 12,9°C pour la même période en 2019. L'évapotranspiration potentielle a été très élevée durant les mois de juin juillet et même août. La méthode Penman-Monteith est celle qui donne les plus hautes valeurs d'évapotranspiration potentielle durant presque toute la saison et le test ANOVA montre une ETP avec PM significativement différente des autres méthodes. Les taux d'ETP sont plus élevés avec Thornthwaite durant le mois de septembre (figure 12).

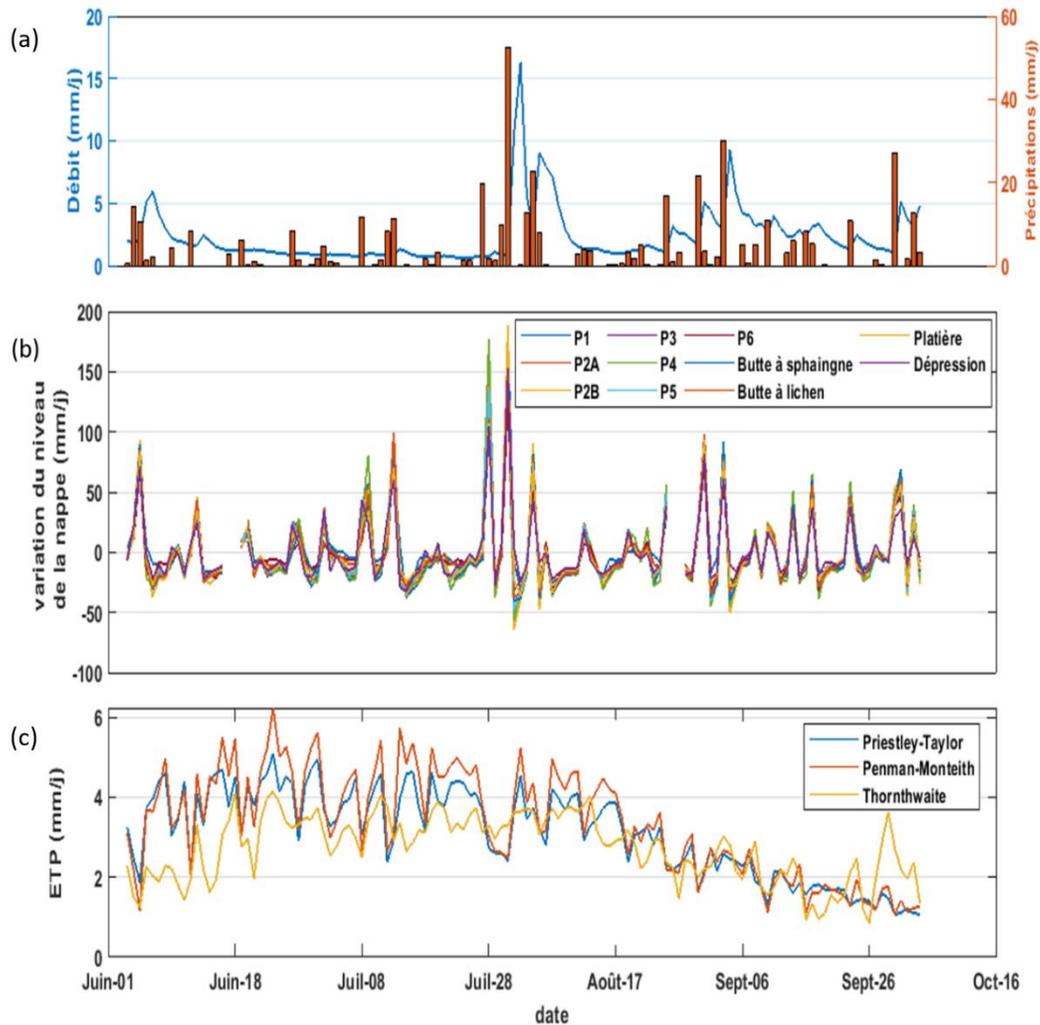


Figure 12: Évolution journalière des différents termes du bilan hydrologique durant la période estivale 2020 : (a) débit et précipitations, (b) variations du niveau de la nappe entre le 2 juin et le 04 octobre 2020 et (c) évapotranspiration potentielle.

3.3. Calcul des coefficients d'emmagasinement

3.3.1. La méthode du drainage

L'expérience de drainage appliquée sur l'échantillon de tourbe a permis de comprendre la variation de S_y sur les 45 premiers centimètres. Les résultats illustrés à la figure 13 montrent que dans les 4 premiers centimètres, les valeurs sont élevées et varient de 0,95

à 0,75. Dans les 10 cm suivants, on observe une baisse remarquable des valeurs qui se situent entre 0,43 et 0,27 et entre 0,25 et 0,1 dans les derniers 30 cm. La baisse de S_y avec la profondeur est de $0,02 \text{ cm}^{-1}$.

Les résultats obtenus ont confirmé l'existence d'une relation non linéaire entre la profondeur de la nappe et le coefficient d'emménagement, ce qui correspond aussi aux travaux de Sherwood et al. (2013) et Bourgault et al. (2018). Le meilleur ajustement a été obtenu avec une fonction de puissance selon l'équation 19 :

$$S_y = a \times \text{Profondeur}^{-b} \quad (21)$$

Avec $a=0.99$ et $b=0.55$

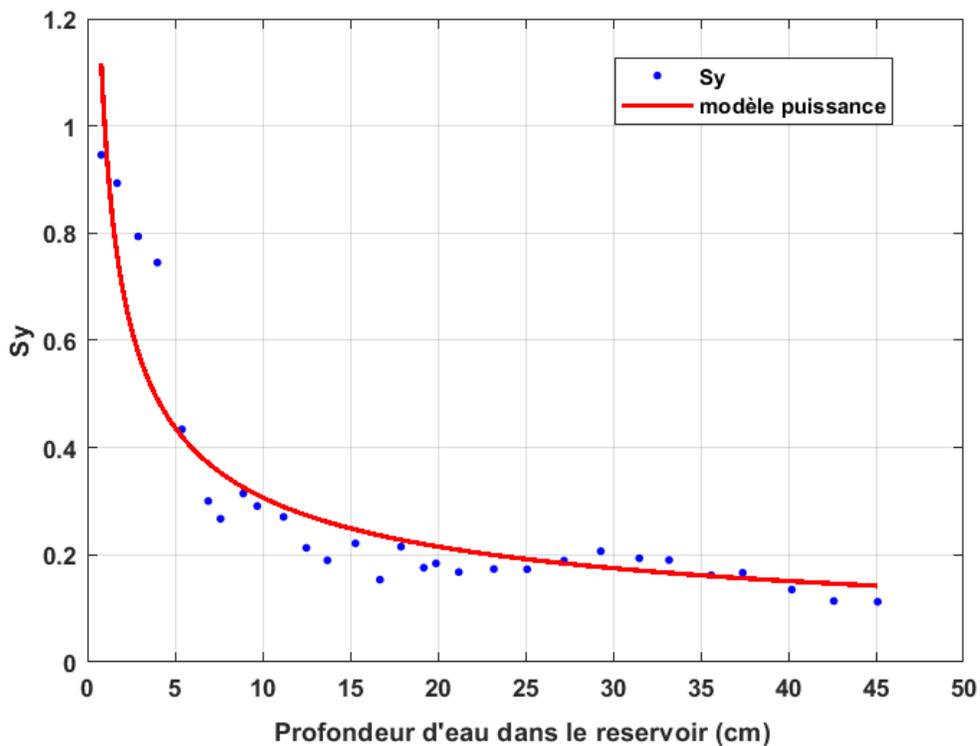


Figure 13: Variation du coefficient d'emménagement (S_y) sur les 45 premiers cm de tourbe.

3.3.2. Méthode des fluctuations du niveau de la nappe

Les données des variations du niveau de la nappe ont été utilisées pour appliquer la méthode des fluctuations du niveau de la nappe (FNN). Durant la période de mesures, 90 évènements pluvieux entre 0,2 mm et 52 mm et des variations de la nappe variant entre 7 et 185 mm ont été enregistrés.

Les résultats obtenus montrent que S_y varie selon les microformes et la différence a été plus marquée au niveau des dépressions, où S_y atteint des valeurs plus élevées qui varient de 0,87 à 0,1 sur une profondeur de 25 cm, tandis que pour les autres microformes (buttes et platières) la valeur maximale de S_y atteint 0,63. Cependant, en comparant le taux de décroissance on trouve que pour les dépressions S_y diminue plus rapidement avec $0,04 \text{ cm}^{-1}$ contre $0,01 \text{ cm}^{-1}$ pour les autres microformes. L'analyse de covariance (ANCOVA) en utilisant les logs de S_y et les profondeurs correspondantes montre que les pentes de régression sont significativement différentes ($P < 0,05$) (Figure 28, Annexe).

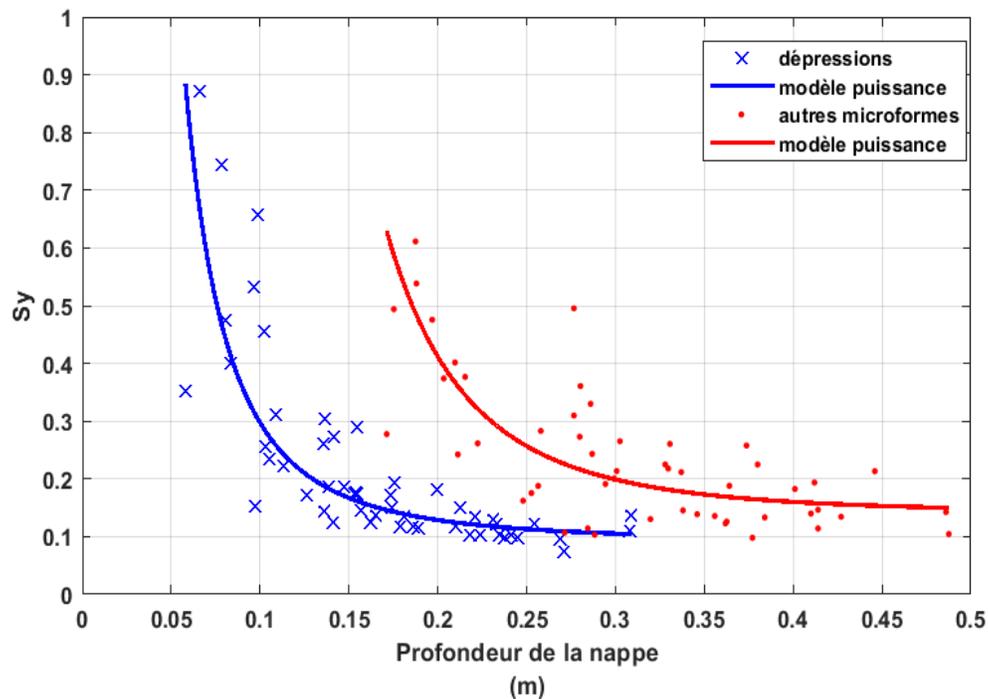


Figure 14: Variations du coefficient d'emmagasinement des dépressions (29 % de la superficie de la zone d'étude) et autres microformes (56 % de la superficie de la zone d'étude).

3.4. Bilan hydrologique mensuel et saisonnier

3.4.1. Année 2019

Durant la période estivale 2019, le mois de juillet a été le mois le plus chaud, on y enregistre les plus hauts taux d'évapotranspiration (2 à 3 fois plus important qu'en septembre). C'est aussi le mois le plus sec avec seulement 26 mm de pluie et donc une

grande perte en eau a eu lieu, tel qu'indiqué par une valeur élevée et négative terme de variation de stockage. Le mois d'août a été le plus humide avec 45% du total de précipitations de la saison, on y enregistre un taux de stockage important et un surplus d'eau dans le bilan mensuel. D'importants évènements pluvieux ont eu lieu à la fin du mois d'août et ont provoqué des écoulements significatifs durant le mois de septembre.

Les taux de stockage en eau dans la matrice tourbeuse varient beaucoup selon les mois, juillet a été le mois où la variation a diminué. La saison estivale 2019 a été relativement sèche, les taux d'ETP sont assez importants avec les trois équations, les termes résiduels relatifs aux totaux de précipitations l'ont été également.

3.4.2. Année 2020

Le tableau 3 présente les bilans hydrologiques calculés à des pas de temps mensuels et saisonniers avec les différentes méthodes de calcul d'évapotranspiration. L'ETP, représente une proportion importante du bilan estival qui varie de 75 % à 90 % en fonction de la méthode, constituant ainsi la plus grande perte d'eau dans le bilan.

Les trois mois juillet, août et septembre présentent les taux de précipitations les plus élevées, avec respectivement 132,8, 110,2 et 115,8 mm. Le plus grand stockage en eau dans la tourbière est estimé durant le mois de juillet (le mois le plus humide) il est supérieur au ruissellement, représentant possiblement un surplus d'eau dans le système. Étant donné qu'un grand évènement pluvieux a eu lieu en fin du mois de juillet (52,6 mm) et que l'écoulement ne s'est pas produit instantanément, les taux de ruissellement les plus forts sont enregistré en août et septembre (4 fois plus important qu'en juillet). Les taux d'évapotranspiration sont les plus forts en juillet mais vu que l'été 2020 a été particulièrement chaud, des taux élevés d'ETP ont été enregistrés même durant les mois de juin et août. Le mois d'aout a été à la fois chaud et humide et le terme résiduel y est négativement très élevé.

Tableau 3: Bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier et mensuel en (mm) avec les différentes méthodes d'évapotranspiration.

Année	mois	P [mm]	ETP_PM [mm]	ETP_PT [mm]	ETP_TH [mm]	Q [mm]	ΔS [mm]	η_{PM} [mm]	η_{PT} [mm]	η_{TH} [mm]
2019	juin	41,4	65,9	60,4	50,7	39,6	0,5	-63,6	-58,1	-48,4
	juillet	26,7	105,0	97,3	94,6	19,8	-49,5	-147,7	-140,0	-137,3
	août	129,0	82,9	78,9	93,9	43,8	41,9	44,3	48,3	33,2
	septembre	94,2	49,7	45,6	59,4	68,3	-9,0	-32,7	-28,6	-42,4
	Total	291,3	303,5	282,2	298,7	171,5	-16,1	-199,7	-178,4	-194,9
2020	juin	60,8	123,0	98,0	80,4	48,7	-16,1	-126,9	-102,0	-84,4
	juillet	132,8	71,6	97,6	101,2	22,4	41,0	79,7	53,8	50,1
	août	110,2	60,9	83,6	93,6	91,8	-12,3	-54,8	-77,5	-87,5
	septembre	115,8	31,0	45,9	60,6	75,8	-13,1	-4,2	-19,0	-33,7
	Total	419,6	286,50	325,1	335,8	238,7	-0,6	-106,2	-144,7	-155,5

3.5. Modélisation de la fonte printanière et du débit à l'exutoire (Résultats CemaNeige et PHIM)

3.5.1. Calage et validation

Le calage et la validation du modèle appliqué sur les données appliquées aux observations des périodes estivales de 2019 et 2020 ont donné les résultats introduits à la figure 15. Les critères de performance obtenus montrent que PHIM a de bonnes capacités à simuler l'écoulement de la tourbière Bouleau. Cependant les résultats de calage ont montré une meilleure correspondance que les résultats de validation. Pour évaluer les performances, les critères qualitatifs de Moriasi et al. (2007) ont été retenus (tableau 4). Les valeurs de NSE pour l'étalonnage et la validation du débit journalier sont respectivement 0,8 et 0,73, la performance passe de « très bien » à « bien ». Les valeurs

de KGE varient de 0,85 à 0,73 donc de « bien » à « satisfaisant » et les valeurs RSR vont de 0,45 à 0,5 indiquant une bonne performance.

Par rapport à la simulation des plus fortes crues, c'est à dire celles du 8 septembre, du 9 août 2019 et du 31 juillet 2020, on voit que le modèle reproduit presque les mêmes pointes avec une similarité des temps de montée des crues. On ne voit aucun écart entre les pics observés et simulés. Quelques cas de surestimation sont observés en réponse aux petits événements pluvieux arrivant en période de sécheresse ou après une très forte pluie. Sur l'ensemble de la simulation, le volume d'eau ruisselé réel n'est jamais très différent du volume de ruissellement simulé par le modèle.

Le modèle a bien simulé les tendances des écoulements comme le montrent les résultats statistiques, qui sont en accord avec les résultats graphiques.

Tableau 4: Évaluation des différents critères de performances selon les critères qualitatifs de Moriasi (2007).

Performance	R²	NSE	RSR	KGE
Très bien	$0.75 < R^2 \leq 1$	$0.75 < NSE \leq$	$0 \leq RSR \leq 0.5$	$0.9 \leq KGE \leq 1$
Bien	$0.65 < R^2 \leq 0.75$	$0.65 < NSE \leq 0.75$	$0.5 < RSR \leq 0.6$	$0.75 \leq KGE < 0.9$
Satisfaisant	$0.5 < R^2 \leq 0.65$	$0.5 < NSE \leq 0.65$	$0.6 < RSR \leq 0.7$	$0.5 \leq KGE < 0.75$
Insatisfaisant	$R^2 \leq 0.5$	$NSE \leq 0.5$	$RSR > 0.7$	$KGE < 0.5$

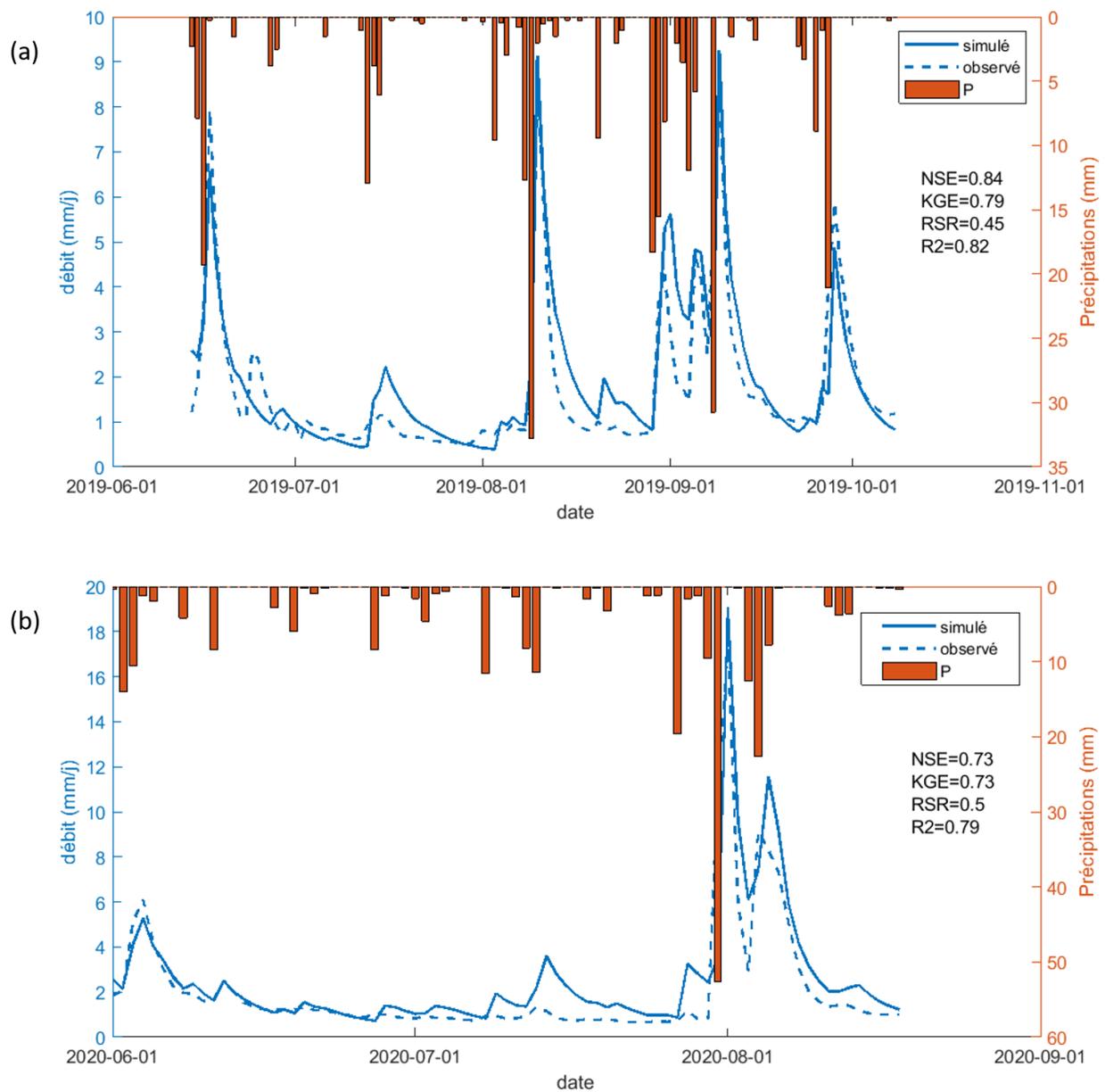


Figure 15: Résultats du calage et de la validation du modèle PHIM avec le débit observé durant les deux périodes estivales (a) calage 2019 et (b) validation 2020.

3.5.2. Simulation 2019-2020

La simulation de la lame de fonte avec le modèle CemaNeige a permis d'obtenir les résultats qui sont présentés à la figure 16. Durant l'hiver 2018-2019, 295 mm de précipitations ont été enregistré entre le 1^{er} octobre et le 11 mai dont 244 mm de neige. La fonte a débuté le 2 mai suite à une hausse de la température et s'est déroulée en 2 étapes, la première a duré 7 jours et a généré 68 mm d'eau de fonte avant qu'un nouvel événement neigeux de 15 mm n'ait lieu le 11 mai. La fonte a ensuite continué jusqu'à la mi-juin.

L'hiver 2019-2020 a été marqué par une faible quantité de neige représentant 35% du total des précipitations annuelles (298 mm). La période d'accumulation neigeuse a duré du 15 octobre au 28 mars marquant, l'arrivée d'un printemps précoce et le début de la fonte qui a continué jusqu'au début juin avec un total de 91,5 mm.

La simulation de l'écoulement à l'exutoire avec PHIM entre 2019 et 2020 a permis d'obtenir les résultats présentés à la figure 16. Les résultats montrent de fortes crues suite à la fonte printanière, celle de 2019 ayant débuté lentement avec les pluies du mois d'avril (2 mm/jr) et ont atteint des valeurs maximales supérieures à 10 mm/jr. Durant le mois de mai, une valeur maximale de 19,6 mm/jr a été simulée et le débit moyen simulé durant la fonte fût de 9,4 mm/jr, ce qui est 2,7 fois plus élevé que le débit moyen simulé pendant la débâcle printanière de 2020 (3,5 mm/jr). La crue de 2020 a commencé au début du mois d'avril et a enregistré deux pointes de 12 mm/jr et de 11,12 mm/jr le 15 avril et le 03 mai respectivement. La plus grande crue de 2020 a été enregistrée et simulée après l'évènement pluvieux du 31 juillet (18,9 mm/jr).

Durant l'hiver des deux années, les débits ont diminué lentement jusqu'à fin décembre (figure 16) et à partir de cette période jusqu'à fin du mois de mars, les faibles valeurs enregistrées n'ont pas dépassé 0,5 mm/jr.

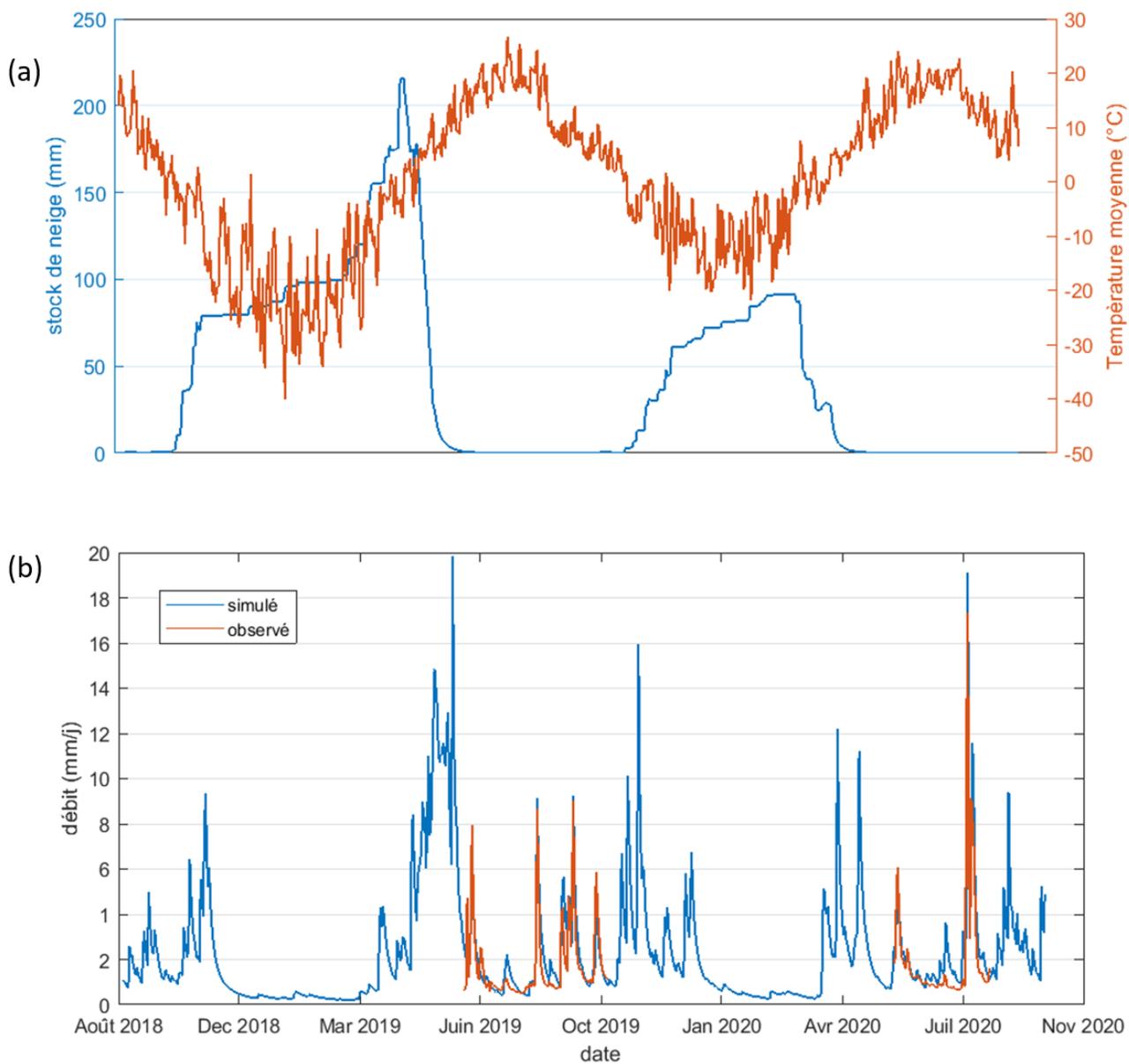


Figure 16: (a) évolution du stock de la neige sur la tourbière avec CemaNeige, (b) Simulation de l'écoulement à l'exutoire avec PHIM.

4 DISCUSSION

4.1. Comparaison des méthodes d'estimation de S_y

Dans ce travail, la méthode du drainage et de FNN ont été comparées pour déterminer les variations de S_y en fonction de la profondeur au sein d'une colonne de tourbe. La méthode du drainage a été appliquée sur un échantillon de la tourbière et a permis d'obtenir la variation de S_y sur 45 cm de profondeur, les valeurs obtenues varient entre 0,95 et 0,1 avec un taux de diminution de $0,02 \text{ cm}^{-1}$. La méthode de FNN a été appliquée sur les données de tous les puits instrumentés la tourbière. L'ensemble des résultats a donné des valeurs comprises entre 0,87 et 0,1 et une variation de $0,025 \text{ cm}^{-1}$. La comparaison des résultats obtenus par les deux méthodes montre qu'ils concordent et confirme l'existence d'une relation non linéaire entre le niveau de la nappe et le coefficient d'emmagasinement. La comparaison des médianes montre en effet qu'elles se situent dans le même ordre de grandeur pour les différentes profondeurs (figure 17).

Les valeurs de S_y obtenues dans cette étude se situent dans la plage des valeurs reportées dans la littérature. Parmi les travaux qui ont étudié la variation de S_y dans les tourbières on peut citer Bourgault et al. (2017) qui ont trouvé des valeurs comprises entre 0,99 et 0,13 avec la méthode FNN et entre 0,95 et 0,01 avec les expériences de drainage, la méthode FNN a aussi été employée dans les travaux de Dettmann et Bechtold (2016) et Moore (2015) qui ont rapporté des valeurs comprises entre (0,9-0) et (1,1-0) respectivement.

Le facteur qui influence principalement la variation du coefficient d'emmagasinement dans les tourbières naturelles est le degré d'humification de la tourbe qui se traduit par la décroissance des valeurs de S_y avec la profondeur. Le coefficient d'emmagasinement a donc tendance à diminuer lorsque le degré d'humification augmente (Vorob'ev, 1963).

La méthode de FNN a permis de distinguer des variations de S_y dans la tourbière et ce, en fonction des microformes. Dans les dépressions, la nappe d'eau est plus proche de la surface que dans les platières et les buttes. Le niveau hydrostatique fluctue ainsi dans une zone superficielle où l'eau circule plus rapidement. Dans les dépressions, la valeur moyenne de S_y est plus élevée (0,45) comparativement aux autres microformes (0,2). Plusieurs auteurs ont démontré que les propriétés des tourbières varient

considérablement selon la microtopographie (Carrer et al., 2015; Holden, 2009; Moore et al., 2015; Price, 1996; Sherwood et al., 2013).

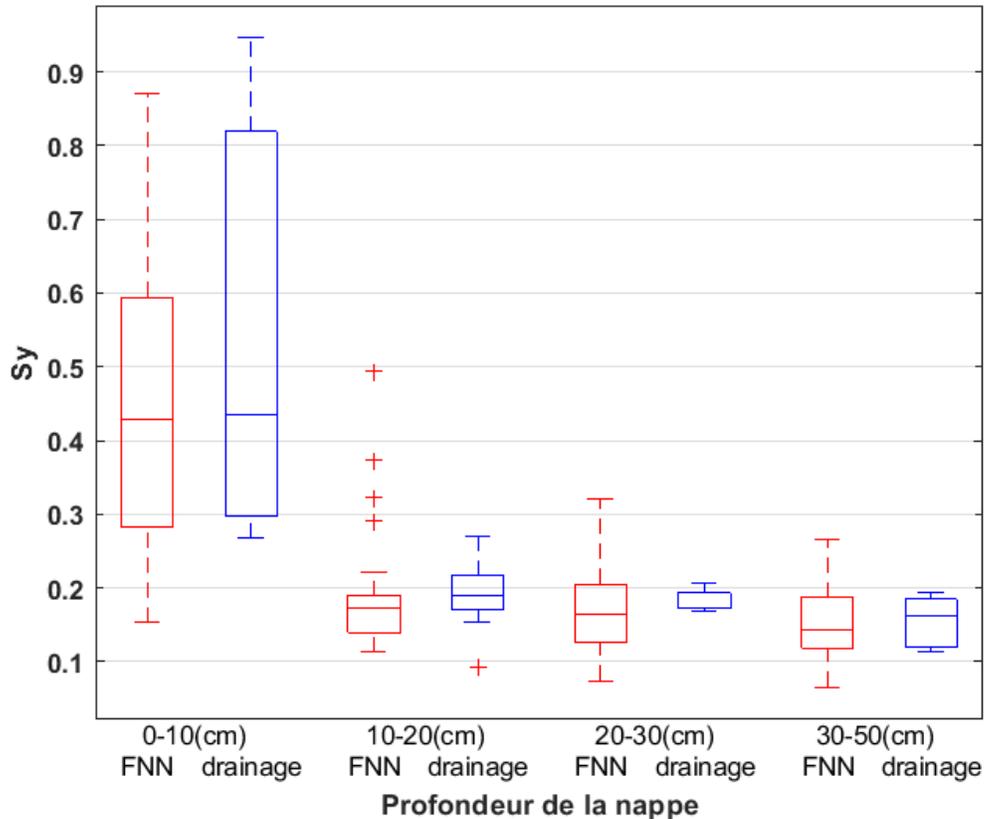


Figure 17: Variations de S_y selon la profondeur avec les deux méthodes employées, la couleur bleu représente les résultats de la méthode du drainage en rouge c'est la méthode de FNN .

4.2. Variation du stockage en eau dans la tourbière

4.2.1. Comparaison des méthodes de calcul du stockage

La méthode de calcul du stockage retenue dans cette étude considère uniquement les variations au niveau des couches saturées en utilisant des valeurs moyennes de S_y pour une période donnée. Une pondération avec les différentes superficies représentées par chaque microforme (buttes/platières, dépressions, mares et forêt) a également été utilisée.

Les résultats de calcul avec la méthode de stockage ont été comparés avec les variations du stockage calculées par le bilan hydrologique à partir des différents calculs d'ETP (Tableaux 7 et 8, Annexe).

Les résultats présentés à la figure 18 montrent un écart assez important entre les deux méthodes et plus particulièrement durant les mois les plus humides suivant les événements pluvieux les plus forts durant lesquels la méthode du coefficient d'emmagasinement semble surestimer la variation du stockage. Ceci est dû au fait que durant les mois humides, les précipitations peuvent facilement dépasser la capacité d'emmagasinement maximale de la tourbière. Ainsi, l'excès d'eau venant des précipitations en période humide est rapidement redirigé vers l'exutoire ce qui entraîne une surestimation des volumes d'eau perdue par la tourbière. C'est pour cette raison que les valeurs de variation du stockage d'eau au mois d'août 2019 ainsi qu'au mois de juillet, août 2020 sont systématiquement supérieures aux valeurs calculées à l'aide du bilan hydrologique.

Une autre raison pour laquelle les taux de stockage sont moins élevés avec la méthode du bilan hydrologique est l'évapotranspiration. On voit que l'écart entre les résultats des deux méthodes est moins important durant le mois de septembre 2019 et 2020 où les températures ainsi que l'évapotranspiration sont moins élevée. Cependant durant les mois d'août 2019 et juillet 2020, la forte évapotranspiration dépasse le taux de précipitations ce qui fait que les valeurs de la variation du stockage calculée à l'aide de la méthode FNN sont supérieures à celles obtenues à l'aide du bilan hydrologique.

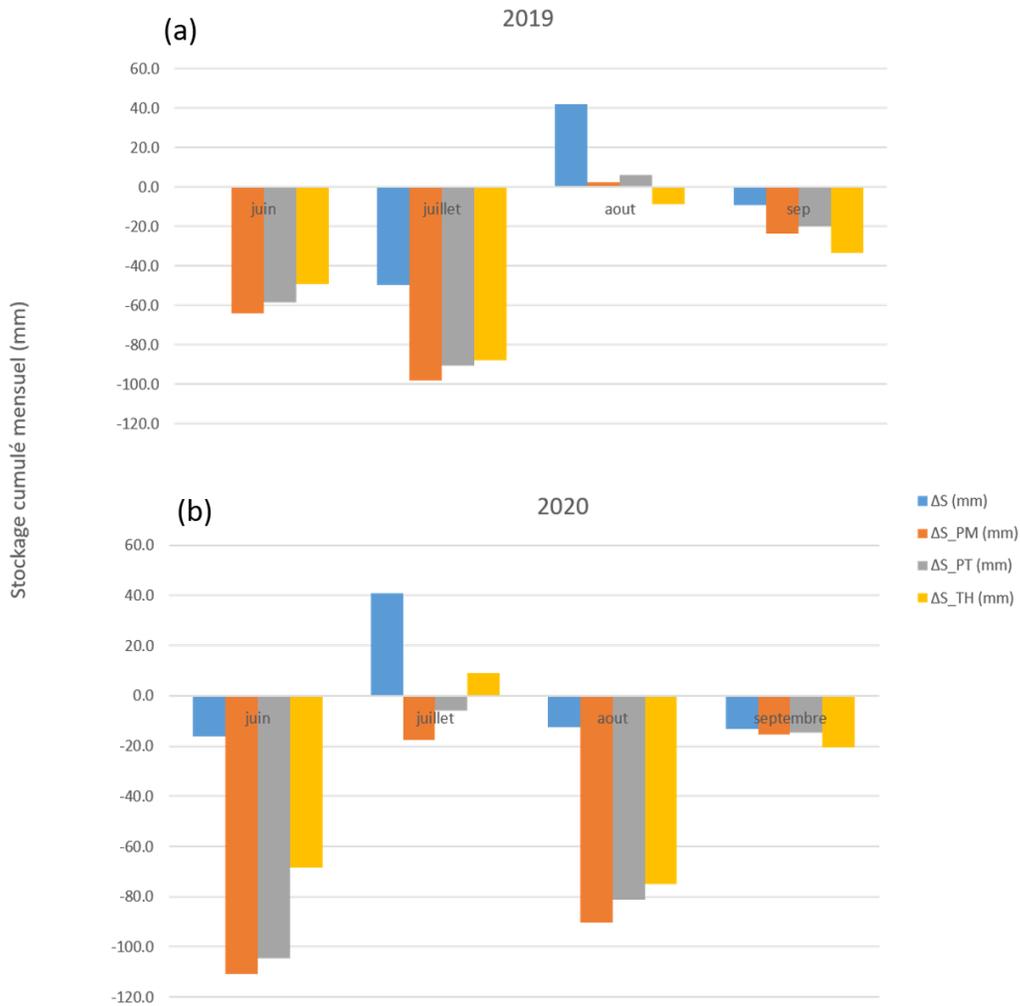


Figure 18: Comparaison des méthodes de calcul de la variation du stockage mensuel avec la méthode du bilan hydrologique (ΔS_{PM} , ΔS_{PT} et ΔS_{TH}) et la méthode d'estimation avec le coefficient d'emmagasinement ΔS : (a) 2019 et (b) 2020

4.2.2. Influence des évènements importants

Après une baisse de la nappe durant le mois de juillet 2019 (≈ 15 cm), un premier grand évènement pluvieux de 71 mm entre le 4 et 9 août, a permis une remontée d'environ 30 cm du niveau de la nappe, mais une baisse rapide a eu lieu peu de temps après. Une série de grands évènements pluvieux qui s'est ensuite produit à partir du 29 août a provoqué une hausse de 15 cm du niveau de la nappe qui était à son plus haut niveau de l'été durant tout le mois de septembre et début octobre.

Sachant que l'été 2020 a été plus humide que 2019, le niveau de la nappe n'a pas été aussi bas durant cette saison et la plus haute hausse de la nappe a eu lieu après une journée très pluvieuse le 31 juillet (52,6 mm). Lors d'un événement comparable en 2019, le niveau de la nappe avait rebaisé de 30 cm par la suite alors qu'en 2020, la nappe s'est maintenue à un niveau haut durant tout septembre (figure 19).

La réponse aux évènements pluvieux de la nappe et des débits à l'exutoire permet d'évaluer la capacité du stockage et les écoulements d'eau dans la tourbière. Comme on le voit sur la figure 19 quand la nappe est basse (mois de juillet), les évènements pluvieux engendrent une grande variation du niveau hydrostatique sans engendrer d'écoulement significatif à l'exutoire. Par contre, un évènement pluvieux moyen, qui survient pendant une période où la nappe est élevée, peut provoquer un ruissellement important et plus rapide. La capacité de la tourbière à emmagasiner l'eau des précipitations dépend donc des conditions précédant l'évènement pluvieux et l'écosystème a une faible capacité d'absorption lorsqu'il est saturé.

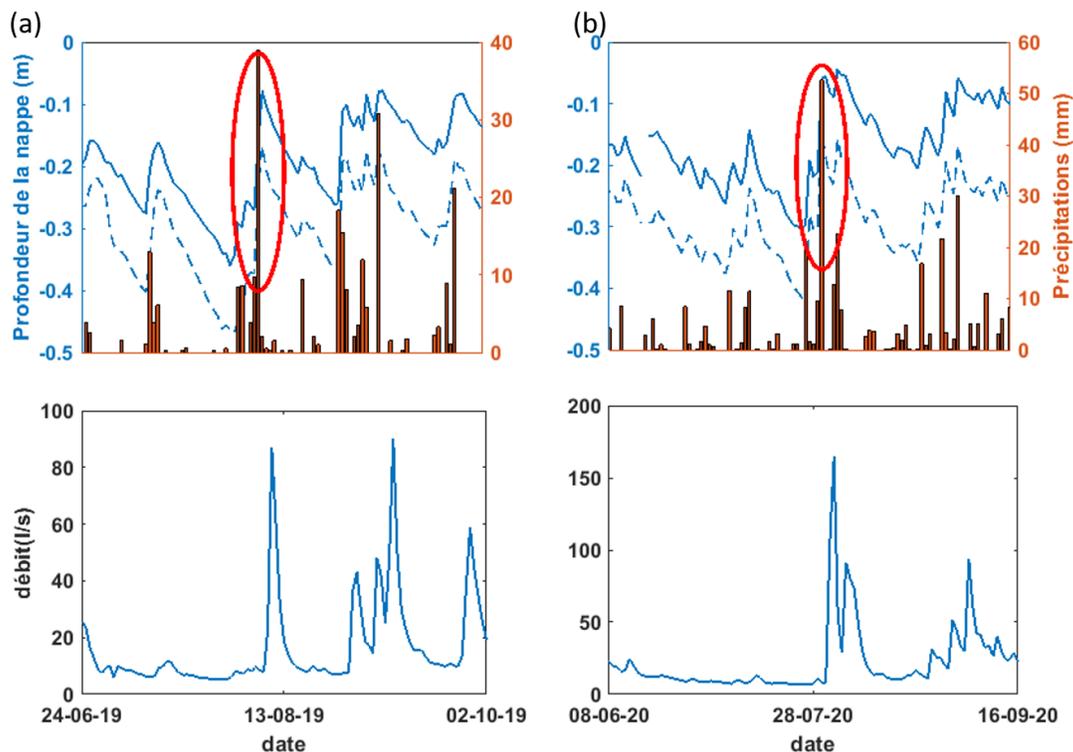


Figure 19: Comparaison des premiers grands évènements sur la tourbière: (a) en 2019 et (b) en 2020.

Sur la figure 20, on peut voir la variation de S_y avant et après de grands événements pluvieux et qui arrivent après une période de sécheresse. On remarque que des valeurs de S_y obtenues pendant la période où la nappe phréatique est élevée sont nettement plus élevées. Bien que ce coefficient soit plus élevé pour les profondeurs moindres, il n'en reste pas moins que la capacité du stockage supplémentaire en eau de la tourbière diminue au fur et à mesure que le niveau de la nappe augmente. Ceci confirme également que le potentiel du stockage de la tourbière est influencé par l'état initial du niveau de la nappe. Un stockage important peut donc se produire juste après un important événement pluvieux succédant à une période de sécheresse, mais une fois la nappe ayant atteint un haut niveau, la capacité d'emmagasinement de la tourbière est faible.

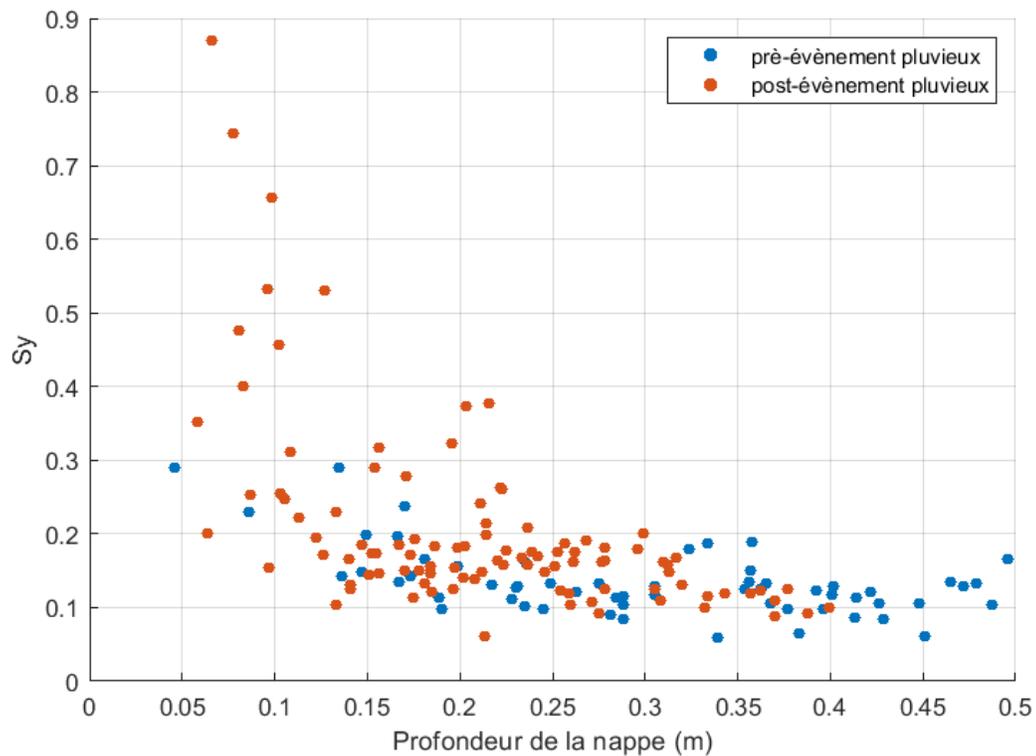


Figure 20: Variations de S_y avant et après d'importants événements pluvieux survenant après une période de sécheresse

4.3. Modélisation de l'écoulement printanier

La fonte printanière cause le débordement des rives et l'inondation du seuil et rend la mesure du débit à l'exutoire impossible. Le modèle hydrologique PHIM est pour la première fois combiné avec un module neige afin de simuler l'écoulement printanier.

PHIM simule l'écoulement à l'exutoire en se basant principalement sur des équations liant le débit à la hauteur de la nappe. Il considère l'évapotranspiration comme la perte d'eau au sein de la tourbière et tient compte de la subdivision acrotelme-catotelme en utilisant des paramètres hydrodynamiques différents pour les deux couches. Cette approche reproduit les bases de la circulation de l'eau sur les tourbières ombrotrophes et confirme les résultats obtenues dans cette étude.

D'après les résultats des fonctions objectives utilisées, PHIM a démontré son efficacité dans la conceptualisation de la dynamique d'écoulement au sein de la tourbière. Un autre avantage est le nombre relativement limité de variables d'entrées requises, ce qui rend l'utilisation plus simple et minimise les incertitudes.

Cependant, le point faible du modèle PHIM réside dans la simulation de l'écoulement pendant une période de nappe basse. On a remarqué que même un petit événement pluvieux peut générer un écoulement à l'exutoire, surestimant ainsi un peu le débit observé. Ceci est dû à la non considération de la variation spatio-temporelle des paramètres hydrodynamiques au niveau de la colonne de tourbe (par exemple, une valeur moyenne de S_y est utilisée pour l'acrotelme et une autre par la catotelme), mais tel qu'observé dans cette étude, il n'existe pas qu'une seule valeur de coefficient d'emmagasinement et c'est aussi le cas de la perméabilité et la conductivité qui sont des paramètres qui varient beaucoup avec la profondeur de la nappe (Bourgault et al., 2018). Cela aurait été beaucoup plus complexe de faire la modélisation de l'écoulement si on avait tenu compte de toutes les variations.

Les incertitudes liées aux différents paramètres tirés de la littérature et le manque d'information concernant les paramètres hydrodynamiques des sols enneigés telle que la conductivité, peuvent être des facteurs limitants pour simuler l'écoulement durant la fonte. PHIM a quand même permis une simulation adéquate de l'écoulement sur la tourbière malgré la courte période de calage.

4.4. Comportement hydrologique de la tourbière

D'après les calculs des bilans hydrologiques on a pu tirer quelques conclusions sur le comportement de chaque terme du bilan ainsi que les relations entre eux.

Les deux saisons estivales ont été très différentes sur le plan météorologique, l'été 2020 a été à la fois plus humide et plus chaud que l'été 2019. La baisse de la nappe durant les mois secs (juillet) a fait augmenter la capacité de stockage de la tourbière. Les évènements pluvieux qui succèdent aux périodes les plus sèches font que la tourbière absorbe l'eau jusqu'à ce que les pores soient remplis et que le niveau de la nappe soit élevé, alors la capacité du stockage diminue et favorise des écoulements et d'importants débits à l'exutoire. Le potentiel du ruissellement est influencé par le stockage qui, à son tour, dépend du niveau initial de la nappe.

Les calculs des bilans ont montré que c'est essentiellement l'évapotranspiration qui est responsable de la baisse du niveau hydrostatique (Tableau 3). Le calcul de l'ETP avec les trois méthodes empiriques a montré que, durant les mois les plus chauds, c'est l'équation de Penman-Monteith qui donne les taux d'ETP les plus élevés et Thornthwaite les plus faibles. Cependant, lorsque les températures commencent à baisser en septembre c'est le contraire qui se produit alors que Thornthwaite donne des ETP élevés tandis que Priestley-Taylor donne des taux intermédiaires.

La formule de Thornthwaite ne tient compte que de la température moyenne ce qui la rend moins précise que les autres formules utilisées qui tiennent compte de plusieurs autres variables météorologiques. Cependant, le manque de données et les imprévus sur le terrain ont rendu le calcul de l'ETP plus compliqué nécessitant l'utilisation des données d'une autre station située à 40 km au sud de notre site, ce qui peut entraîner des incertitudes surtout avec la formule de Penman-Monteith qui requiert plus de données.

Les résultats obtenus dans cette étude suggèrent une surestimation de l'évapotranspiration par la relation de PM durant les mois chauds et par TH vers la fin de l'été (septembre). Ces résultats correspondent à ceux de Carrer (2014) qui, en comparant les résultats de mesures de l'ETR avec les résultats de calculs de ETP avec les équations de PM et PT, a trouvé que l'équation de Priestley-Taylor était la mieux adaptée à estimer l'évapotranspirations dans les milieux tourbeux.

Les incertitudes dans les bilans hydrologiques sont exprimées par le terme résiduel, les sources d'erreurs sont diverses, Tout d'abord l'utilisation de l'évapotranspiration potentielle. On s'attendrait à ce que l'application des formules plus complexes comme celles de Penman-Monteith et Priestley-Taylor, en plus de la pondération avec les proportions de typologies (eau, tourbe, forêt) permettent d'atténuer le biais. Ceci ne peut être confirmé qu'en mesurant l'évapotranspiration réelle (ETR). Des études qui ont comparé ETR à l'ETP ont trouvé que l'erreur des équations de calcul d'évapotranspiration potentielle pourraient être très élevée et responsable de surestimation qui peut aller jusqu'à deux fois l'ETR sur des tourbières ombrotrophes (Lafleur et al., 2005; Proulx-McInnis, 2010).

L'erreur dans les bilans hydrologiques peut également être due aux incertitudes de mesures de tous les équipements installés sur le terrain (jauges à niveau, capteurs de température, pluviomètre, seuil...) ainsi que la méthode de calcul du débit et d'estimation de la superficie drainée de la tourbière.

5 CONCLUSION

Au terme de ce travail, nous pouvons retenir les conclusions suivantes :

Les bilans hydrologiques calculés à des pas de temps mensuel et saisonnier montrent que l'ETP constitue la perte majeure d'eau dans le bilan hydrologique de la tourbière. Durant la saison sans gel de 2019 l'évapotranspiration a été supérieure aux précipitations, alors que les ruissellements représentent 60% des pluies reçues. Durant la saison estivale de 2020 l'ETP a été responsable d'une perte qui varie de 75 à 90% du total des précipitations selon la méthode de calcul. Les termes du stockage et du ruissellement sont plus élevés durant les mois les plus humides et faibles durant les mois secs (juillet), où de fortes précipitations peuvent ne pas provoquer de ruissellement.

L'examen des événements pluvieux a montré que durant les mois les plus chauds généralement les mois de juillet, la nappe est à son plus bas niveau. L'arrivée de fortes précipitations fait hausser le niveau de la nappe et augmenter le stockage dans la tourbière. Une fois le niveau de la nappe affleurant la couche la plus active de la tourbe, la circulation de l'eau devient plus facile et des écoulements significatifs sont ensuite observés à l'exutoire. En résumé, les processus d'écoulement dans la tourbière sont principalement influencés par l'état initial de la nappe phréatique.

L'analyse des résultats obtenus par les différentes formules semi-empiriques utilisées pour calculer les taux d'évapotranspiration potentielle montre que la formule de Penman-Monteith donne les valeurs d'ETP les plus élevées pendant les périodes de fortes chaleurs. À contrario, quand les températures baissent à la fin de la saison estivale, la méthode de Thornthwaite prend le dessus. La méthode de Priestley-Taylor quant à elle donne des valeurs intermédiaires, ce qui peut s'expliquer par le fait que c'est à la fois une version simplifiée de la méthode de Penman-Monteith mais qui tient compte de plus d'intrants que l'équation de Thornthwaite. De plus elle est recommandée dans plusieurs autres études.

La compatibilité des résultats obtenus par les deux méthodes d'estimation du coefficient d'emmagasinement et leur concordance avec la littérature a confirmé l'existence d'une relation non linéaire entre la profondeur de la nappe et le coefficient d'emmagasinement. Aussi, la méthode de FNN a révélé la variation de la valeur de S_y entre les dépressions et les autres microformes.

La modélisation de l'écoulement printanier avec le couplage PHIM-CemaNeige a montré que le stock de neige a été plus important durant l'année 2019 d'où les forts écoulements simulés. Malgré les courtes périodes utilisées pour le calage et la validation du modèle, le couplage PHIM-CemaNeige a montré de bonnes capacités à simuler l'écoulement d'une tourbière ombrotrophe.

Finalement, ce travail a montré que malgré les nombreuses incertitudes et les difficultés associées à l'estimation de tous ses termes, le bilan hydrologique est un exercice important pour comprendre la dynamique hydrologique des milieux tourbeux. Les résultats d'estimation du coefficient d'emménagement et la modélisation de notre étude correspondent aux travaux qui considèrent l'évolution des paramètres hydro-physiques de la tourbe (degré d'humification, porosité, conductivité...) comme jouant un rôle important dans l'évaluation des processus d'écoulement au sein de la tourbière travaux (Bourgault, 2018; Carrer, 2014; Petrone *et al.*, 2008; Rosa & Larocque, 2008). Les résultats du travail ont également souligné la dominance du processus d'évapotranspiration dans les bilans hydrologiques. Ainsi, il faudrait une estimation ponctuelle de ce terme afin de ne pas affecter l'estimation des autres termes.

La quantification des écoulements et le jaugeage effectué à différents emplacements du ruisseau était nécessaire pour l'estimation des flux de carbone dissous dans le cadre de la réalisation du bilan écosystémique net de la tourbière. Ce bilan permettra de comprendre d'avantage l'importance du cycle du carbone des écosystèmes tourbeux dans un contexte de changements climatiques ou de perturbations anthropiques comme la mise en eau du territoire lors de projets hydro-électriques.

6 BIBLIOGRAPHIE

- Allen RG, Pereira LS, Raes D & Smith M (1998) Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome* 300(9):D05109.
- Baird AJ, Eades PA & Surridge BW (2008) The hydraulic structure of a raised bog and its implications for ecohydrological modelling of bog development. *Ecohydrology: Ecosystems, Land and Water Process Interactions, Ecohydrogeomorphology* 1(4):289-298.
- Banton O & Bangoy LM (1996) A new method to determine storage coefficient from pumping test recovery data. *Groundwater* 34(5):772-777.
- Bay RR (1969) Runoff from small peatland watersheds. *Journal of Hydrology* 9(1):90-102.
- Boelter DH (1969) Physical properties of peats as related to degree of decomposition. *Soil Science Society of America Journal* 33(4):606-609.
- Bourgault M-A (2018) Influence des propriétés hydrodynamiques, des variations météorologiques et des contextes hydrogéologiques sur l'hydrologie de sept tourbières de la vallée du Saint-Laurent, Québec, Canada.
- Bourgault M-A, Larocque M, Garneau M & Roux M (2018) Quantifying peat hydrodynamic properties and their influence on water table depths in peatlands of southern Quebec (Canada). *Ecohydrology* 11(7).
- Bourgault MA, Larocque M & Garneau M (2017) Quantification of peatland water storage capacity using the water table fluctuation method. *Hydrological processes* 31(5):1184-1195.
- Carrer G (2014) *Dynamique des écoulements et du stockage d'eau d'un petit bassin versant boréal influencé par une tourbière minérotrophe aqualysée des Hautes-terres de la baie de James, Québec, Canada*. (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).
- Carrer GE, Rousseau AN, St-Hilaire A & Jutras S (2015) Mosaic surface storages of a small boreal catchment. *Hydrological Processes* 29(6):845-858.
- Charman D (2002) *Peatlands and environmental change*. John Wiley & Sons Ltd,
- Damman A (1979) Geographic patterns in peatland development in eastern North America. *Proceedings of the international symposium on classification of peat and peatlands. International Peat Society, Helsinki*. p 42-57.
- Déry SJ, Stieglitz M, Rennermalm ÅK & Wood EF (2005) The water budget of the Kuparuk River basin, Alaska. *Journal of Hydrometeorology* 6(5):633-655.
- Dettmann U & Bechtold M (2016) Deriving Effective Soil Water Retention Characteristics from Shallow Water Table Fluctuations in Peatlands. *Vadose Zone Journal* 15(10).
- Evans M, Burt T, Holden J & Adamson J (1999) Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology* 221(3-4):141-160.
- Francez A-J (2000) La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum, de la sphaigne à l'effet de serre. *L'Année biologique* 39(4):205-270.
- Francez A-J & Vasander H (1995) Peat accumulation and peat decomposition after human disturbance in French and Finnish mires. *Acta oecologica* 16(5):599-608.

- Fritz C, Campbell DI & Schipper LA (2008) Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand—magnitude and spatiotemporal variability. *Hydrological Processes: An International Journal* 22(17):3264-3274.
- Gao B-C (1996) NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote sensing of environment* 58(3):257-266.
- Garneau C, Duchesne S & St-Hilaire A (2019) Comparison of modelling approaches to estimate trapping efficiency of sedimentation basins on peatlands used for peat extraction. *Ecological Engineering* 133:60-68.
- Guertin DP, Barten PK & Brooks KN (1987) The Peatland Hydrologic Impact Model - Development and Testing. *Nord Hydrol* 18(2):79-100.
- Gupta HV, Kling H, Yilmaz KK & Martinez GF (2009) Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of hydrology* 377(1-2):80-91.
- Healy RW & Cook PG (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology journal* 10(1):91-109.
- Hirashima H, Ohata T, Kodama Y & Yabuki H (2004) Estimation of annual water balance in Siberian tundra using a new land surface model. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports* 290:41-49.
- Hock R (2003) Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of hydrology* 282(1-4):104-115.
- Hogan J, Van der Kamp G, Barbour S & Schmidt R (2006) Field methods for measuring hydraulic properties of peat deposits. *Hydrological processes* 20(17):3635-3649.
- Holden J (2009) Flow through macropores of different size classes in blanket peat. *Journal of Hydrology* 364(3-4):342-348.
- Holtan HN (1961) Concept for infiltration estimates in watershed engineering.
- Ingram (1983) *Mires: swamp, bog, fen and moor: regional studies edited by ,Gore, Anthony John Poynter*. Elsevier Science Limited,
- Ingram H (1978) Soil layers in mires: function and terminology. *Journal of Soil Science* 29(2):224-227.
- Isabelle P-E, Nadeau DF, Rousseau AN & Anctil F (2018) Water budget, performance of evapotranspiration formulations, and their impact on hydrological modeling of a small boreal peatland-dominated watershed. *Canadian Journal of Earth Sciences* 55(2):206-220.
- Ivanov KE (1981) *Water movement in mirelands*. Academic Press Inc.(London) Ltd.,
- Joosten H & Clarke D (2002) *Wise use of mires and peatlands: background and principles including a framework for decision-making*. International Mire Conservation Group,
- Jutras S, Rousseau AN & Clerc C (2009) Implementation of a peatland-specific water budget algorithm in HYDROTEL. *Canadian Water Resources Journal* 34(4):349-364.
- Kane DL & Yang D (2004) *Northern research basins water balance*. International Assn of Hydrological Sciences,
- Katul GG, Oren R, Manzoni S, Higgins C & Parlange MB (2012) Evapotranspiration: a process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. *Reviews of Geophysics* 50(3).
- Kværner J & Kløve B (2008) Generation and regulation of summer runoff in a boreal flat fen. *Journal of Hydrology* 360(1-4):15-30.
- Lafleur PM, Hember RA, Admiral SW & Roulet NT (2005) Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes: An International Journal* 19(18):3533-3550.

- Lappalainen E (1996) General review on world peatland and peat resources. *Global peat resources* :53-56.
- Letts MG, Roulet NT, Comer NT, Skarupa MR & Verseghy DL (2000) Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian Land Surface Scheme. *Atmosphere-Ocean* 38(1):141-160.
- Levrel G, Rousseau AN, Lafrance P, Jutras S & Clerc C (2009) Caractérisation des propriétés de rétention hydrique et de conductivité hydraulique dans les sols boréaux de la baie de James: présentation d'une démarche expérimentale et de résultats préliminaires/Characterization of Water Retention and Hydraulic Conductivity in Boreal Soils of the James Bay Region: Presentation of an Experimental Protocol and Preliminary Results. *Canadian Water Resources Journal* 34(4):329-348.
- Monteith JL (1965) Evaporation and environment. *Symposia of the society for experimental biology*. Cambridge University Press (CUP) Cambridge, p 205-234.
- Moore P, Morris P & Waddington J (2015) Multi-decadal water table manipulation alters peatland hydraulic structure and moisture retention. *Hydrological Processes* 29(13):2970-2982.
- Moriassi DN, Arnold JG, Van Liew MW, Bingner RL, Harmel RD & Veith TL (2007) Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE* 50(3):885-900.
- Musy A (2003) Cours d'hydrologie générale. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagements (HYDRAM). Institut des Sciences et Technologies de l'Environnement (ISTE). Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL).
- Naiman RJ, Johnston CA & Kelley JC (1988) Alteration of North American streams by beaver. *BioScience* 38(11):753-762.
- Nash JE & Sutcliffe JV (1970) River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology* 10(3):282-290.
- National Wetlands Working Group (1988) Wetlands of Canada. Ecological land classification series, no. 24. *Sustainable Development Branch, Environment Canada, Ottawa, Ontario, and Polyscience Publications Inc., Montreal, Quebec* 452.
- Payette S & Rochefort L (2001) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses Université Laval,
- Pereira AR & Pruitt WO (2004) Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. *Agricultural Water Management* 66(3):251-257.
- Petrone R, Devito K, Silins U, Mendoza C, Brown S, Kaufman S & Price J (2008) Transient peat properties in two pond-peatland complexes in the sub-humid Western Boreal Plain, Canada. *Mires & Peat* 3.
- Ponçot A (2020) *Caractérisation des échanges de carbone terrestre et aquatique en période de croissance 2018 et 2019 d'une tourbière boréale ombrotrophe au nord-est du Québec*. Master 2 (Université de Bourgogne Franche Comté, Montbéliard, France). 31 p
- Poulin M, Rochefort L, Pellerin S & Thibault J (2004) Threats and protection for peatlands in Eastern Canada. *Géocarrefour* 79(4):331-344.
- Price JS (1996) Hydrology and microclimate of a partly restored cutover bog, Quebec. *Hydrological processes* 10(10):1263-1272.
- Price JS (2003) Role and character of seasonal peat soil deformation on the hydrology of undisturbed and cutover peatlands. *Water Resources Research* 39(9).
- Price JS, Branfireun BA, Michael Waddington J & Devito KJ (2005) Advances in Canadian wetland hydrology, 1999–2003. *Hydrological Processes: An International Journal* 19(1):201-214.

- Price JS & Schlotzhauer SM (1999) Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland. *Hydrological Processes* 13(16):2591-2601.
- Priestley CHB & Taylor R (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review* 100(2):81-92.
- Proulx-McInnis S (2010) *Caractérisations hydrologique, topographique et géomorphologique d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualisée, Baie-de-James, Québec*. (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Québec). <http://espace.inrs.ca/1736/1/T000547.pdf>
- Proulx-McInnis S, St-Hilaire A, Rousseau AN, Jutras S, Carrer G & Levrel G (2013) Seasonal and monthly hydrological budgets of a fen-dominated forested watershed, James Bay region, Quebec. *Hydrological Processes* 27(10):1365-1378.
- Romanov VVe (1968) Hydrophysics of bogs.).
- Rosa E & Larocque M (2008) Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: application to the Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada). *Hydrological Processes: An International Journal* 22(12):1866-1875.
- Roulet N (1986) *Hydrology of a low arctic drainage basin*. (PhD thesis, McMaster University, Hamilton (Unpublished)).
- Rydin H, Jeglum J & Jeglum J (2006) *The Biology of Peatlands* Oxford University Press. *New York*.
- Sherwood J, Kettridge N, Thompson D, Morris PJ, Silins U & Waddington J (2013) Effect of drainage and wildfire on peat hydrophysical properties. *Hydrological Processes* 27(13):1866-1874.
- Sumner DM & Jacobs JM (2005) Utility of Penman–Monteith, Priestley–Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration. *Journal of hydrology* 308(1-4):81-104.
- Tardif S, St-Hilaire A, Roy R, Bernier M & Payette S (2015) Water budget analysis of small forested boreal watersheds: comparison of Sphagnum bog, patterned fen and lake dominated downstream areas in the La Grande River region, Québec. *Hydrology Research* 46(1):106-120.
- Tarnocai C (2018) The amount of organic carbon in various soil orders and ecological provinces in Canada. *Soil processes and the carbon cycle*, CRC Press. p 81-92.
- Tarnocai C & Bockheim J (2011) Cryosolic soils of Canada: genesis, distribution, and classification. *Canadian journal of soil science* 91(5):749-762.
- Thomson J (1859) On experiments on the measurement of water by triangular notches in weirs. *Report of the 28th meeting British Ass. for Advancement of Science. London.* p 181-185.
- Thorntwaite CW (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review* 38(1):55-94.
- Valéry A (2010) *Modélisation précipitations débit sous influence nivale: Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants*. (Doctorat Hydrobiologie, Institut des Sciences et Industries du Vivant et de ...).
- von Post L (1922) Sveriges geologiska undersöknings torvinventering och några av dess hittills vunna resultat.
- Vorob'ev P (1963) Investigations of water yield of low lying swamps of western Siberia. *Soviet Hydrology: Selected Papers* 3:226-252.
- Waddington J, Quinton W, Price J & Lafleur P (2009) Advances in Canadian peatland hydrology, 2003-2007. *Canadian Water Resources Journal* 34(2):139-148.
- Ward AD, Trimble SW, Burckhard SR & Lyon JG (2015) *Environmental hydrology*. Crc Press,

Wastiaux C (2008) Les tourbières sont elles des éponges régularisant l'écoulement. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 50(2008):57-66.

Young KL & Woo M-K (2004) Queen Elizabeth Islands: water balance investigations. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports* 290:152-163.

7 ANNEXE

7.1. Tableaux

Tableau 5: Statistiques descriptives des taux d'évapotranspiration potentielle calculée à partir des formules de Penman-Monteith (PM), Priestley-Taylor (PT) et Thornthwaite (TH) du

Période	1 ^{er} juin 2020 au 4 octobre 2020			13 juin 2019 au 8 octobre 2019		
Méthode	PM	PT	TH	PM	PT	TH
Cumulatif [mm/jr]	376.6	276.2	327.3	297.8	181.	313.5
Minimum [mm/jr]	0.9	0.57	0.8	0.72	0.42	0.95
Maximum [mm/jr]	5.6	4.15	4	4.5	2.76	3.78
Moyenne [mm/jr]	3	2.19	2.6	2.42	1.49	2.6
écart-type [mm/jr]	1.2	0.9	0.73	0.85	0.61	0.7

Tableau 6: Statistiques descriptives des ruissellements et précipitations durant les deux saisons estivales 13 juin 2019 au 8 octobre 2019 et 1^{er} juin 2020 au 4 octobre 2020 (mm)

terme	Ruissellement Q		Précipitations P	
Période	2020	2019	2020	2019
Cumulatif [mm]	253.4	182.2	447.8	291.6
Minimum [mm/jr]	0.65	0.52	0	0
Maximum [mm/jr]	16.22	8.91	52.6	38.8
Moyenne [mm/jr]	2.29	1.735	3.468	2.43
écart-type [mm/jr]	2.241	1.65	7.17	5.9

Tableau 7: Bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier et mensuel et stockage en eau calculé avec la méthode du bilan hydrologique avec chacune des méthodes semi-empiriques (ΔS_{PM} , ΔS_{PT} et ΔS_{TH}) et avec la méthode d'estimation en utilisant le coefficient d'emmagasinement (ΔS) en mm.

		2019								
mois	P (mm)	ETP_PM (mm)	ETP_PT (mm)	ETP_TH (mm)	Q (mm)	ΔS (mm)	ΔS_{PM} (mm)	ΔS_{PT} (mm)	ΔS_{TH} (mm)	
juin	41.4	65.9	60.4	50.7	39.6	0.5	-64.1	-58.6	-49.0	
juillet	26.7	105.0	97.3	94.6	19.8	-49.5	-98.1	-90.4	-87.7	
août	129.0	82.9	78.9	93.9	43.8	41.9	2.4	6.4	-8.7	
sep	94.2	49.7	45.6	59.4	68.3	-9.0	-23.7	-19.7	-33.4	
somme	291.3	303.5	282.2	298.7	171.5	-16.1	-183.6	-162.3	-178.8	

Tableau 8: Bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier et mensuel et stockage en eau calculé avec la méthode du bilan hydrologique avec chacune des méthodes semi-empiriques (ΔS_{PM} , ΔS_{PT} et ΔS_{TH}) et avec la méthode d'estimation en utilisant le coefficient d'emmagasinement (ΔS) en mm.

		2020								
mois	P (mm)	ETP_PM (mm)	ETP_PT (mm)	ETP_TH (mm)	Q (mm)	ΔS (mm)	ΔS_{PM} (mm)	ΔS_{PT} (mm)	ΔS_{TH} (mm)	
juin	60.8	123.0	116.7	80.4	48.7	-16.1	-110.8	-104	-68.3	
juillet	132.8	127.9	116.2	101.2	22.4	41.0	-17.6	-5.8	9.2	
août	110.2	108.8	99.6	93.6	91.8	-12.3	-90.3	-81.2	-75.2	
septembre	115.8	55.38	54.63	60.60	75.8	-13.1	-15.4	-14.6	-20.6	
somme	419.6	415.0	387.1	335.8	238.7	-0.6	-234.7	-206.2	-154.9	

Tableau 9 : Résultats des tests ANOVA à répétition réalisés sur les moyennes journalières de variation de la nappe des différents puits situés sur la tourbière. Les puits avec les plus longues séries de données ont été utilisés

Δh 2020

	SCE	DDL	variance	F	p-value	p-value GG	p-value HF	p-value LB
Inter-groupes	418.3	10	41,83	0,1602	0,9985	0,92805	0,9419	0,6914
Intra-groupes	88773	340	261,1					

Δh 2019

	SCE	DDL	variance	F	p-value	p-value GG	p-value HF	p-value LB
Inter-groupes	1795,9	3	598,62	0,935	0,4311	0,3982	0,3982	0,3479
Intra-groupes	30731	48	640,23					

7.2. Figures



Figure 21 : Équipements installés à l'exutoire de la tourbière Bouleau : le seuil en V, les Panneaux solaire, et le pyranomètre

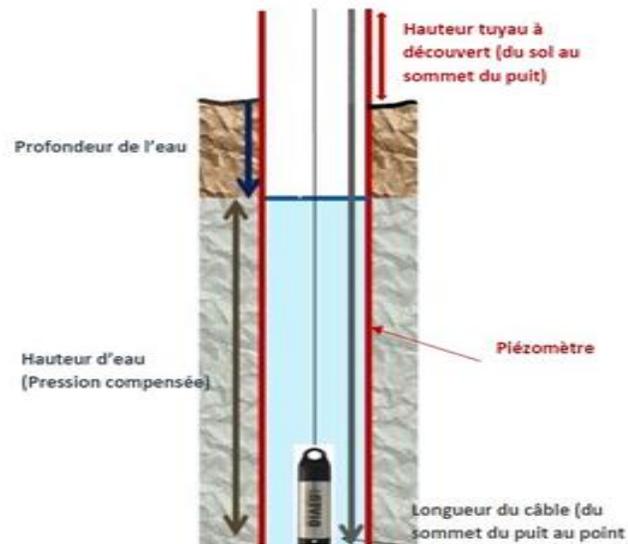


Figure 22: Schéma d'un puits constitué d'un tuyau en PVC perforé sur toute sa longueur et jumelé avec une jauge à niveau



Figure 23: Réservoir utilisé pour estimer le coefficient d'emménagement avec la méthode du drainage



Figure 24: Pluviomètre et baromètre utilisé pour les corrections de pressions



Figure 25: Matériel utilisé pour l'échantillonnage du bloc de tourbe utilisé dans la méthode du drainage

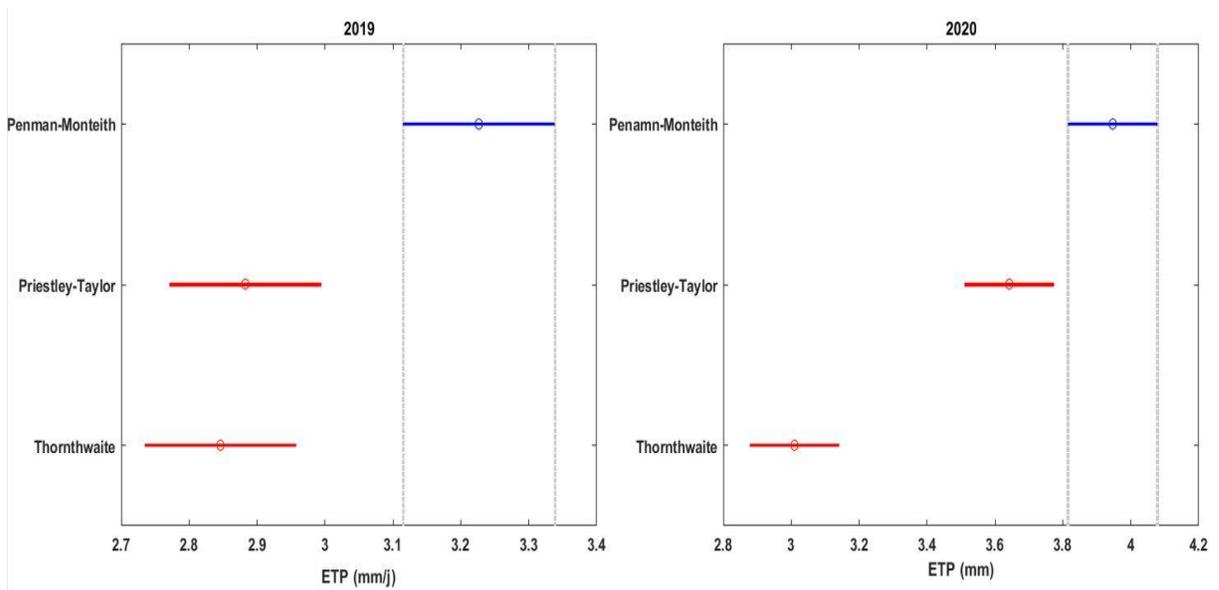


Figure 26: Résultats des tests hickey appliqué sur les taux d'ETP obtenus par les trois méthodes semi-empiriques durant les mois juin, juillet et août 2019 et 2020.

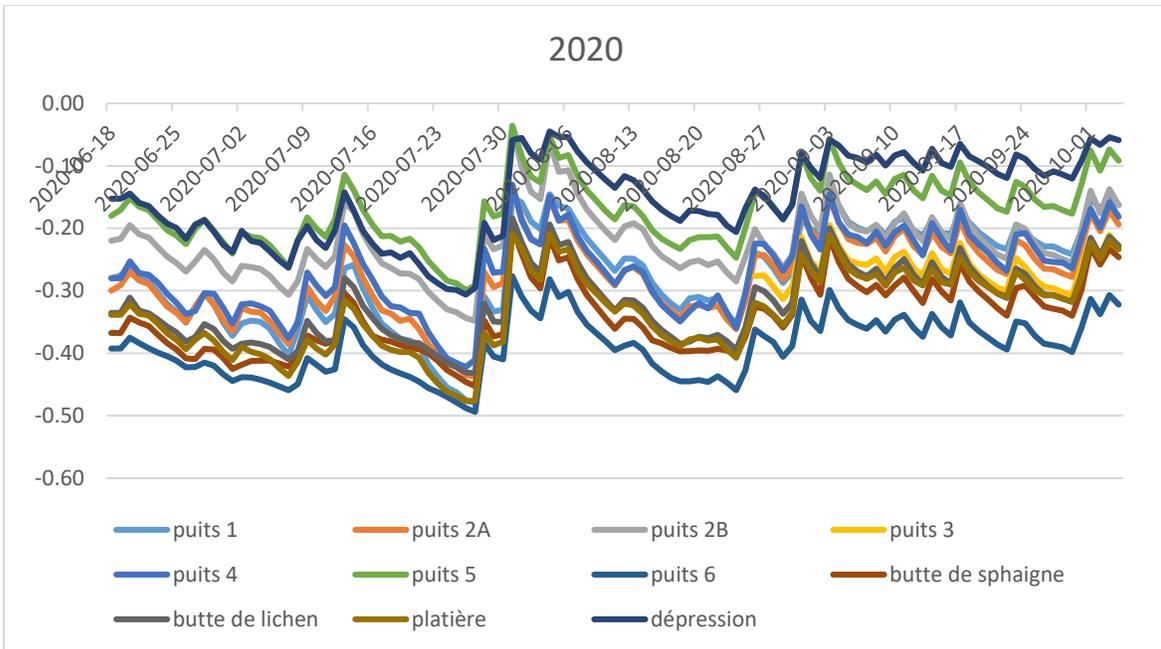


Figure 27: Variations du niveau de la nappe dans les différents puits entre le 1^{er} juin et le 04 octobre 2020

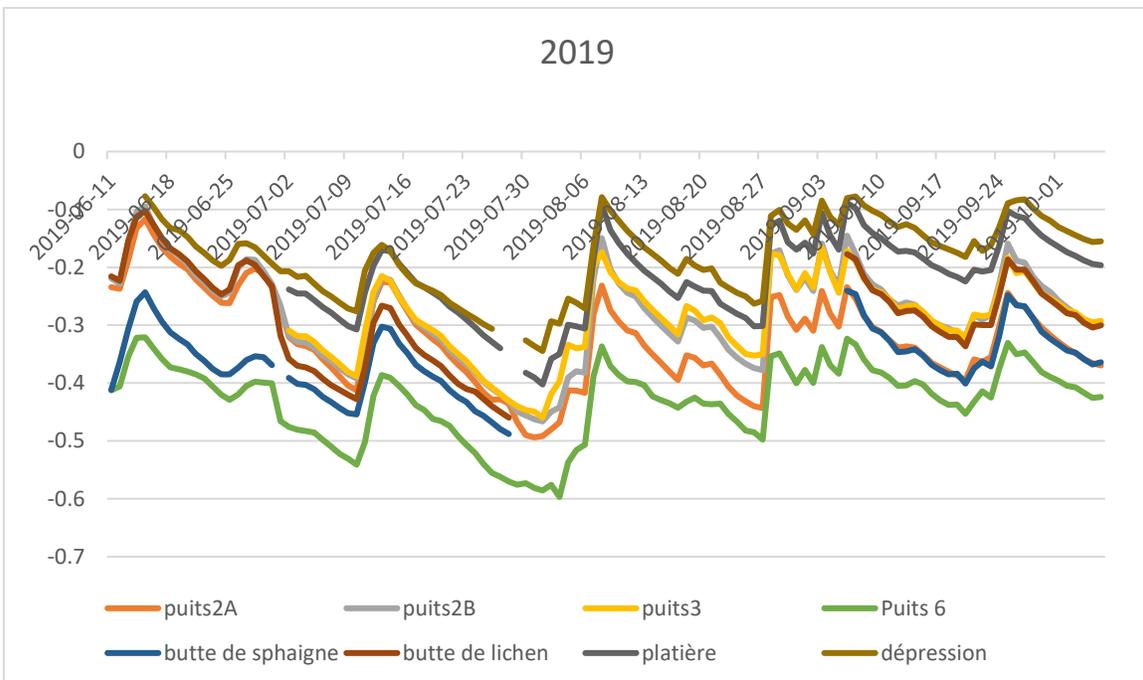


Figure 28: Variations du niveau de la nappe dans les différents puits entre le 13 juin et le 08 octobre 2019

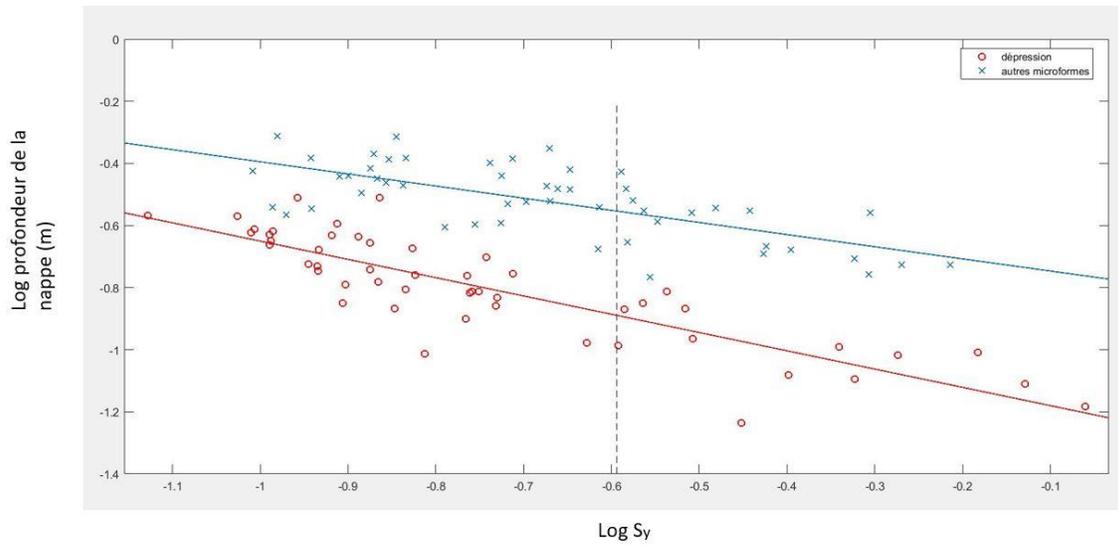


Figure 29: Résultats graphique du test ANCOVA appliqué sur les valeurs de S_y obtenues dans les dépressions et les autres microformes.

7.3. Pondération utilisée dans le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Dans cette étude afin de minimiser les incertitudes, une pondération selon les proportions de typologie (eau, tourbe, forêt) a été appliquée, comme proposée dans les travaux de Proulx-McInnis et al. (2013) équation (1). La radiation nette a été calculée à partir de la radiation solaire équation (2) et en tenant compte de l'albédo spécifique pour chaque compartiment en utilisant les valeurs proposées par Allen et al. (1998).

$$ETP = P_{eau}ETP_{eau} + P_{forêt}ETP_{forêt} + P_{tourbe}ETP_{tourbe} \quad (1)$$

Avec

P : pourcentage de superficie de chaque typologie

$$Rn = Rns - Rnl \quad (2)$$

Avec :

Rn : radiation nette ($MJ m^{-2} jr^{-1}$)

Rns : radiation nette de courte longueur d'onde ($MJ m^{-2} jr^{-1}$), calculée avec l'équation (3)

Rnl : radiation nette de grande longueur d'onde ($MJ m^{-2} jr^{-1}$), calculée avec l'équation (4)

$$Rns = (1-\alpha) \times Rs \quad (3)$$

Avec

α : albédo : 0,05, 0,23 et 0,08 pour respectivement eau tourbe et forêt

Rs : radiation solaire globale mesurée par le pyranomètre ($MJ m^{-2} jr^{-1}$)

$$Rnl = \sigma \times \left(\frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right) + (0,34 - 0,14\sqrt{ea}) + (1,35 \frac{Rs}{Rso} - 0,35) \quad (4)$$

σ : constante de Stefan Boltzman ($4,90 \times 10^{-9} MJ m^{-2} jr^{-1}$)

T_{max} : température maximale journalière de l'air (K)

T_{min} : température minimale journalière de l'air (K)

ea : pression de vapeur d'eau à la température du point de rosé (kPa)

R_{so} : radiation incidente ($\text{MJ m}^{-2} \text{jr}^{-1}$)

La radiation incidente est estimée par l'équation suivante :

$$R_{so} = \left(0,75 + \frac{2z}{10^5} \right) \cdot Ra \quad (5)$$

Z : élévation au-dessus du niveau de la mer (m)

Ra : radiation extra-terrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{jr}^{-1}$).